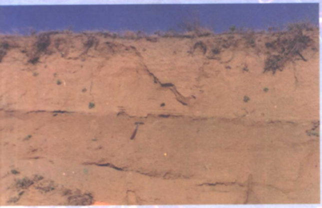
国家科学技术学术著作出版基金
NFAPST

中国海岸带晚第四纪事件地质学

张明书 刘守全 陈民本 著





3883

地质出版社





ISBN 7-116-03356-4
9 787116 033566 >
ISBN 7-116-03356-4
P · 2173 定价: 30.00 元

国家科学技术学术著作出版基金资助出版

中国海岸带晚第四纪事件地质学

张明书　刘守全

（国土资源部海洋地质研究所）著

陈　民　本

（[illegible]海大学海洋研究所）

地质出版社

·北　京·

内 容 简 介

本书以活动论的观点，均变与突变相结合的思想，按全球时空变化相匹配的原则，阐述了事件地质学的原理和特点，介绍了海岸带晚第四纪事件沉积的类型、时空分布及其特征、典型实例以及事件沉积环境的判别标志和相模式，总结了晚第四纪古气候-古环境格局的基本规律，提出了解释晚更新世以来干冷—湿暖气候—环境频繁交替更叠的全球性制约机制是受控于大气-大洋环流传输转换的基本模式。书后附有晚第四纪事件地质学100问及其答案，它是宏观教学、研究的经验总结。

本书可供区域地质、第四纪地质、环境地质、海洋地质、地理地貌、灾害地质学等专业的教学和科研人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

中国海岸带晚第四纪事件地质学/张明书等著.-北京：地质出版社，2000.12
ISBN 7-116-03356-4

Ⅰ.中… Ⅱ.张… Ⅲ.海岸带-第四纪地质-研究 Ⅳ.P736.2

中国版本图书馆CIP数据核字（2000）第81560号

地质出版社出版发行
（100083 北京海淀区学院路29号）
责任编辑：綦卫东
责任校对：关风云
*
北京地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销
开本：787×1092 1/16 印张：13.75 字数：310000
2000年12月北京第一版·2000年12月北京第一次印刷
印数：1—600册 定价：30.00元
ISBN 7-116-03356-4
P·2173

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换）

前　　言

事件地质学是地球演化史的组成部分，也是一个尚在发展形成中的地球科学分支学科。它主要是通过地球表层各种事件作用产物去追溯它们的发生发展过程，丰富和拓展地球演化的某些细节，所以它是全球性比较研究的基础。本书只是事件地质学的一个侧面，仅限于海岸带晚第四纪期间的事件地质学。大陆区的冰川事件、火山事件、构造事件，海洋里的缺氧事件、浊流事件以及更大的天体事件、天外事件和生物灭绝事件等均未涉及。陆-海如何衔接的问题，书中只是偶尔提到。但是，本书所阐述的基本原理和分析方法却适用于任何区域和各种领域，只要领悟内涵，就可以触类旁通。

本书是作者积40多年的实践经验和学习心得，在吸收了国内外众多学者、专家的间接经验的基础上撰写而成的。有许多论点和提法与教科书或某些著作不同，甚至是相悖的，书中并未加以说明或详细阐释，目的是给读者提供判断、检验的更大空间。

地质学是一门实践性很强的逆向认识的科学，它以现象和产物去追溯作用性质和作用过程，所以我们必须从假象中识别真相，正确区分产物的性质和成因，实现宏观与微观的结合；只有这样，才能使结论更加符合客观实际。那些不做宏观沉积地质学研究的沉积序列，一味追求高密度取样、高精度分析和计算机处理结果的研究模式，是不宜倡导的。澳大利亚著名地质学家M. Williams曾说："客观规律总是'一盎司'的实践知识比'一磅'理论更值钱。"这充分表述了宏观观察研究是基础，微观分析结果只有拿到宏观地质大背景中去能动地分析研究，才能使所作的结论更加符合客观实际。为此，作者依据沉积地质学基本原理，以小字典的形式，总结了晚第四纪事件地质学宏观地质100问及答案，供读者参考。

限于出版经费，本书没有放置照片或图版。本书作者和林峰副研究员共同完成的《中国海岸带晚第四纪地质》一书，共325页，其中图版为144页，由台湾省海洋科学研究中心副主任、代主任，台湾大学海洋研究所教授陈民本博士在台湾省印刷出版，可弥补本书缺图版之不足。

本书所依据的基础资料主要来自原地质矿产部和国土资源部的重点基础研究项目8502110、9501124，其次是在国家自然科学基金委员会三个项目，山东省自然科学基金委员会两个项目的研究成果以及台湾省中华发展基金管理委员会、澳大利亚地球科学研究院、黄土与第四纪地质国家重点实验室（9802）的支持和资助项目的研究成果。

作者感谢国家科学技术著作出版基金委员会的支持与资助。本书若能给地学专业领域内的教学、科研有所裨益；某些论点、思路和提出的问题，能逐渐得到学术界的认同和解决，将是作者最大的欣慰！

本书在向国家科学技术著作出版基金委员会申请资助的过程中，得到建设部中国建筑工业出版社石振华编审的多方指导和帮助，使作者获益匪浅。中国科学院地质研究所刘东生院士、叶连俊院士、刘嘉麒研究员，中国地质科学研究院闵隆瑞研究员，地质出版社谭

惠静编审都为本书的资助申请给予了热情的帮助和推荐，在此深表谢意。

限于作者水平，疏漏之处在所难免，尚祈使用本书者不吝赐教。

张明书

2000 年 6 月于青岛

目　　录

第一章 绪 言

第一节 事件地质学的概念与目的

事件地质学是地球科学的一个新的分支学科，也是事件沉积学与事件地层学的总称。它兴起于20世纪80年代，在全球沉积地质学研究（GSGP）之后，得到了迅速的发展。其理论基础是新灾变论。换句话说，它是伴随着灾变论的复活而发展起来的一门新兴的分支学科，具有诸多特色，与传统地质学的概念有所不同。事件地质学立足于地球表层，却放眼于天、地、生的相互联系。它主要研究各种突发、高能事件作用的产物，追溯其作用的过程和产生作用的原因，并以此对地球表层发生事件作用的时空范围内的气候-环境演化作出判断，总结其规律，使之成为认识历史、预测未来的重要基础。

事件地质学不仅吸收了沉积学、沉积岩石学、沉积地质学的基本原理，而且将作用—过程—产物视为有机整体，以产物模式为基础建立基本的事件相序，把不同类型事件序列纳入同一时空进行比较，以确定其在全球变化研究中的地位。

事件地质作用产物是在地球表层气候-环境条件下，在风化作用、生物地质作用、火山作用等产物的基础上，经事件地质作用搬运、沉积后形成的地质体。主要事件地质作用有风成作用、风暴作用、洪泛作用、火山作用以及气候突变所导致环境改变的沉积作用，如缺氧事件、生物灭绝、白云石化、强氧化作用等。诚然，冰川作用，沙漠-风尘序列是内陆非常重要的事件作用，但因本书侧重在海岸带，故不予涉及。

事件地质学认为，既有突变亦有均变，两者相辅相成。地球表层留下的地质记录，并非是地球演化过程的流水账，许多低能、均变作用的产物未能得到保存。自然界三大环境之间是互相转换的，同一等时面可以出现不同的产物，在甲地处在侵蚀环境下的侵蚀面，到乙地可以是平衡环境下的土壤层，而在丙地却可能拥有沉积环境下的产物。因此，事件地质学认为，任何一地的地质记录，都是各种地质作用的复合体，是三大环境的演化记录。Dott（1983）曾比喻地质记录究竟像瑞士乳酪还是更像千层饼？实际上，它既不是单一的千层饼，也不是单一的瑞士乳酪，而应当是千层饼-瑞士乳酪，甚至还有汉堡包、三明治等等的复合体，而且都是相对高能、优势保存的产物。因此，事件地质学特别重视研究各种事件能量的高低变化、保存状况的差异、各种界面的特征和环境转换的过程与频率。事件地质学的目的在于从局部、分散的事件去判别边界条件和制约因素，进而从区域内判别三大环境转换、交替的过程、频率，及其与气候期的相关性，再使不同历史时期的转换、交替的有序性成为全球性比较研究的依据。事件地质学优于其他一些沉积序列研究的概念，它分辨率高，判别标志明确，相互匹配的相关性比较严格，易于区分。

第二节　事件地质学的基本原理

Hutton 和 Lyell 的均变论使人们能够用现代可以观察到的地质现象去解释历史时期保存下来的地质记录。但是，均变论却把地质作用在时间上的变化视为一种单一的量的概念，忽视了质的差别。同时，也否认自然界的突变或事件地质作用的意义。因此，均变论虽然奠定了地质学的理论基础，但却是很不完善的，而且充满了浓厚的机械论色彩。

事件地质学与均变论有所不同，它不是机械地用现代的作用方式及其产物去解释历史的地质现象，而是主要采用以时间为坐标，在变化的边界条件下，探讨事件地质作用的基本规律。事件地质学之所以提出不能机械地去将今论古，还因为各种产物在地质记录中的保存几率是不同的，并不是所有发生过的大大小小的作用产物，都能够保存下来的。自然界中的环境类型是有限的，每种环境类型都依其自身的客观规律而有序地表现，其产物也是有限的，而且应当是独立的，不同环境之间的相，也就是物质表现是不能相混的。因此，在同一种环境条件下，随着时间的推移，横向上有序的事件沉积产物，同样会由于横向迁移而形成一种有序的纵向序列。换句话说，Walther 相律同样是事件地质学的基本原理之一。

事件地质学十分注重每一种事件作用自身所留下的产物，也就是事件自生旋回，包括那些有实体的产物和无实体的界面。对于这些在特定环境条件下形成的产物，不能与他生旋回产物相混。

事件地质学非常重视不同事件产物间的转换，它是自然界环境类型的变化。自然界的演化不是简单的渐进过程，许多突变都反映在这些环境的转换过程中。Dott (1983) 把这些环境转换称为幕式沉积作用，有沉积的产物界面称为正偏离，无沉积的产物界面称为负偏离。这从含义上可以理解，但并不适合于应用。因为，自然界三大环境，其物质表现是各不相同的。沉积环境的物质表现是有序的沉积序列；平衡环境的物质表现是无沉积作用界面，也就是在原先沉积产物的上部，形成硬底或土壤层或化石土壤层或仅仅是具有成土化作用改造的层等；侵蚀环境的表现是在地质记录中留下各种界面，如冲刷面、间断面等。不同环境类型的转换是有规律的，常常是按不同时间周期重复的，从而造成旋回性沉积序列。例如，风沙沉积总是以土壤层或间断面或者其他代表湿暖阶段的产物为间隔，才有后续的另一期风沙沉积。浊流沉积也总是一个个鲍玛序列的相互叠置，其间必有侵蚀面或间断面分隔。每一种事件沉积作用的产物，都是由突变到均变的演化过程，从而构成每种事件的自生旋回，这样，每种事件都只能建立自身的产物模式。但是只要认真总结出各种事件的判别标志，建立起自生旋回的相模式，就无需再创造新名词。

事件的出现并非沉积环境演化的必然产物，也不是鉴定沉积环境的充分必要条件，而是受事件作用动力或化学过程的内在规律所控制的。

事件地质学依然遵循自然现象的均一性原则，即自然现象就其规律而论是固定的，科学定律是固定的，它们不随时间、地点和情况而变化。事件地质学也服从连续性原则，即自然现象在时间和空间上是连续的。但是，对这一原则必须要有正确的理解，也就是说对于地球运动而言是连续的，无休止的；由于这种运动及其与其他星体相互联系所产生的作用是连续的，但留在地球表层的产物并不是连续的。因此，事件地质学还特别认为，没有

的东西与有的东西同样重要，有与没有是环境的差别，作用的不同，只有同时研究它们才能得出相互比较的内涵。天外事件是偶发事件，其产物可以出现在事件序列里，但不能独立形成有序的序列。这里所阐述的原理，未必符合天体事件学。事件沉积产物的出现，都是高能、优势保存的结果。相模式研究也是事件地质学的重要原理的简化，不同事件沉积作用，均要建立各自的产物模式。

第三节　事件地质学的研究方法

事件地质学的研究方法可分为野外宏观研究与室内微观研究两个方面。野外宏观研究是基础，是定性研究；室内微观研究是宏观研究的深化与提高，是由定性向定量研究的深化和提高，两者不可或缺。

野外宏观研究可分为有目的剖面和无目的剖面两种情况。无目的剖面，首先要从工作区寻找目的剖面，一般是从分析已有资料，发现线索入手，然后再通过实地检验，找出可供进一步研究的目的剖面。或者是直接进行大范围穿插路线地质调查，从中找出有代表性的事件作用产物。

确定出目的剖面以后，野外工作首先是对剖面总体进行观察，由大到小，由粗到细进行类型、序列划分，那些具有环境标志意义的沉积构造、伴生物、界面等，先进行远观、近景、特写等的拍照，然后再逐层进行标定和测制。在划分出序列的基础上，根据沉积物性质、组合特征，确定出室内实验分析的内容和剖面上各类样品密度的安排和具体位置，在测制剖面的过程中，依次取样。

野外剖面序列的划分精度，环境标志的确定方法和各种样品的性质、安排等，取决于研究者对野外工作的熟悉程度、经验多寡和对各种环境标志的熟悉程度以及对产物模式的认识程度。为了帮助那些经验不足者能准确划分剖面序列，特提出下列方法，供参考使用。

颜色是物质组分和氧化程度的标志，无论是对原始沉积环境还是成岩后的变化，都是非常重要的判据之一。根据色调变化进行宏观分层是野外常用的方法之一。沉积物的颜色可分为原生色与次生色，前者又可分为继承色与自生色两种。继承色取决于沉积物中碎屑成分的主色调，如钾长石含量高则增大红色调，石英含量高则色淡，岩屑成分含量高，则显示出复合色调。自生色取决于自生矿物或原生混入物的颜色，如沉积物中两价铁含量高，则以绿色调为主，若三价铁含量高则呈现红色调。颗粒支撑的碎屑沉积岩，其胶结物的性质和色调是一种自生色。次生色是沉积期后，原先的物质组分发生变化所产生的颜色，如原始还原或半还原环境的沉积产物，富含二价铁，经强烈氧化，二价铁变成三价铁，这样，沉积物的色调也会由灰绿、黑变为褐红色或锈红色。成土化作用中，常常因渗滤、淀积、分解和水合作用等，形成许多新的矿物，呈板状、斑块状、团粒状、晕圈状出现在土壤化层中，这也是次生色的典型例子。

沉积物中影响色调的物质组分，最主要的为铁和有机质。铁是一种变价元素，不同价态具有不同色调。当沉积物中不同价态铁含量的比例关系发生变化时，则色调会有明显的不同。有机质是一种具有黑色色素的物质，不仅本身有染色作用，而且能使铁的硫酸盐还原为硫化物。

利用沉积物的色调分层和判别环境时，要特别注意色调变化部位的接触关系，判别出

是渐变变化还是有界面分隔，后者具有环境判别的实质意义，千万不可陷入一般泛泛的色调变化描述中。

沉积物结构，是判断环境和介质条件的标志之一。粒度与搬运介质能量有一定的相关性，粒度越大，能量就大，反之亦然。支撑类型往往是流水沉积中碎屑物被搬运状态的标志，因为碎屑颗粒在流水中的搬运与沉积，取决于流体的流动状态，是急流还是静流，是层流还是紊流。泥基支撑显示出颗粒被搬运时是以床沙载荷方式进行的，沉积物在底部以挪动、滚动或沿着水底跳动的方式搬运。颗粒支撑类型表明其呈悬移载荷方式搬运，说明流体的流速快；因为只有沉速小于平均流速的8%的颗粒才能成为自由悬浮状态，换句话说，悬移载荷的大致临界标志是流水的平均流速至少是颗粒沉降速度的12倍以上。具有颗粒支撑组构的沉积物，其颗粒越粗大，原始流体的涡流强度越大。

沉积构造是沉积作用环境的重要标志之一。它不仅能够提供原始介质条件、搬运方式，而且还能提供运动方向，能量变化的信息，是野外剖面研究时，最主要的内容之一，必须认真细致地观察，逐个详细测量、记录。

沉积构造按其成因可分为原生和后生两种。原生沉积构造形成于沉积作用的同时，它是沉积营力和作用方式的共同产物。后生沉积构造是指沉积作用之后，由于机械作用、生物作用、化学作用所形成的一些构造形态，叠加在原生沉积构造之上。

某一种环境，都有其产物所特有的沉积构造特征，绝非单指某一种沉积构造形态，这是野外观察研究中所必须知晓的。就单一沉积构造形态来说，可以出现在不同沉积环境中，例如板状交错层理构造，既可见于风成沉积，也可见于河流沉积；同样，槽状交错层理构造也可以见于两者之中。粒序层理既可以见于浊流沉积亦可以见于风暴沉积。然而，从组成沉积构造的物质组分特征和沉积构造序列组合特征去分析判断，却有着完全不同的概念，例如风成板状交错层理构造，其组成和每个细层的砂粒大小均一，分选良好，倾斜角度大，一般都在20°以上，上下序列的组成物划一；而河流沉积的板状交错层理构造，其组成物粒度大小不一，粗细相间，倾斜角度一般都在20°以下，而且其上下序列的组成物明显不同，可以找到河道砾石级沉积物。

常见的沉积构造可参考表1。

粘土矿物是土壤层或土壤化粘土层中的主要矿物组分，由于物源不同，矿物性质有别。在晚第四纪事件沉积序列中常见的粘土矿物有高岭石、蒙脱石、绿泥石、水云母、伊利石。实践表明，粘土矿物的种类，不同矿物之间的相互比率，对气候和物质来源、成土化作用强度等的判别有相当重要的意义。例如，绿泥石/高岭石含量比值高时，反映气候相对温暖；伊利石含量越高，则反映气候相对干冷；高岭石含量越低，则反映气候冷，反之亦然。蒙脱石在非火山物源区，一般含量较低，当其含量高时，表明有火山物源的加入。

$w(MgO)/w(Al_2O_3)\times100=M$ 值，与气候-环境条件之间有一定的相关性，在任何一条序列剖面上，比值越高，反映为相对冷期，反之亦然。土壤学研究常用的游离 Fe_2O_3(Fed)与全 Fe_2O_3(Fet)含量比值以及化学风化指数 $N(Al_2O_3)\times100$ 与 $N(Al_2O_3+CaO+Na_2O)$（分子数比）也可用于地球化学参数的比较研究。当沉积物中富含碳酸盐组分时，亦可用 CaO、MgO、SrO 及其相应比值等的变化来进行比较研究。

磁性地层学研究 不同地质历史阶段，地球磁场强度和磁场方向有所不同，其变化可以通过岩石或沉积物中的剩余磁性记录确定出极性倒转、极性漂移和长期相对稳定的位置

表 1　沉积构造分类表

- 原生的
  - 风力形成的
    - 侵蚀界面
    - 沉积的
      - 波纹
      - 板状交错层理
      - 槽状交错层理（浅槽及深槽状）
      - 上凸交错层理
      - 金字塔形交错层理
      - 帚状交错层理
      - 沙丘与丘间结合面
    - 后生的
      - 动物爬痕
      - 足迹
      - 变形迹
      - 滑塌迹
  - 流水形成的
    - 侵蚀的
      - 渠和沟痕
      - 侵蚀界面
    - 沉积的
      - 波痕
      - 水平层理
      - 板状交错层理
      - 槽状交错层理
      - 压扁和透镜状交错层理
      - 上爬层理
      - 潮汐层理
      - 粒序层理
      - 丘状交错层理
      - Z 形、鱼骨状交错层理
- 后生的
  - 沉积期后的
    - 机械作用成因的
      - 雨痕
      - 冰晶
      - 断层
      - 干裂纹
      - 变形构造
      - 滑塌构造
      - 重力负荷构造
    - 化学成因的
      - 结核
      - 缝合线
      - 铁锰及其他元素浓集作用面或带
  - 生物成因的
    - 生物扰动构造（栖息迹、爬行迹、觅食迹、吃食构造、居住构造）——遗迹的构造特征及单位面积上的数量
      - 栖息迹
      - 爬行迹
      - 觅食迹
      - 吃食构造
      - 居住构造
    - 原地埋藏组合和动植物化石产态构造

和时限。晚第四纪事件沉积序列都可以在野外直接判定，沉积物大多呈松散状态，可以在标定出同一正北方向的前提下，从上到下直接用古地磁样盒密集采样，进行无定向古地磁测量，其结果与磁化率曲线、年代测定结果和其他分析测定结果相匹配使用，这是晚第四纪事件地层学研究和定年的重要途径之一。取样时，一定要保证号码连续，顺序不能颠倒，

每个样的上下标志明确。同时，每个样采集编号后，都要用透明胶带纸缠紧，保持盒内样品不外漏、不松动，以保证测定值的精度。

在不能进行古地磁样品取样的剖面上，可单独采集密度适当的磁化率测定样，带回室内用 Bartington 或卡巴桥-1 型磁化率仪进行测定，做出曲线与已知典型剖面进行比较研究。

晚第四纪事件地质学研究中的关键一环，是如何采集和测定年代值，年轻测年方法中常用的^{14}C常规测年和 AMS 测年，对晚第四纪事件沉积物而言是不适用的，即使是富含碳的物质，也不适用。因为这些富含碳或碳酸盐的物质，像植物体、生物壳体，都是经过多次搬运，既与大气中的 CO_2 发生过不止一次的交换，也与水中（可能既与海水也与淡水）的 CO_2 发生过交换，其年代测定值将是指数性的变新，从方法学上难以准确校核。

适于晚第四纪事件沉积物进行定年的方法主要是热释光法（TL）和电子自旋共振法（ESR），两者都可以用石英、长石砂粒中铀、钍、钾含量，放射性照射，损伤矿物结晶格架并置换电子，产生热发光。其热释光年龄

$$\mathrm{TL}=\frac{\text{天然 TL}-\text{残余的 TL}}{(\text{TL}/\text{单位放射剂量})\times(\text{放射剂量}/\text{年})}$$

ESR 定年与 TL 技术类似，ESR 信号强度是捕获电子浓度的指示，那些被捕获的电子是从物质形成、受热时或者暴露在阳光下之后积累的，可以用来估算样品的年龄。ESR 定年公式亦与 TL 法相似，即

$$\text{ESR 年龄}=\frac{\text{自旋电子浓度}}{\text{单位辐射产生的自旋电子数}\times\text{年辐射剂量}}$$

ESR 分析不需要加热，也不破坏样品，可以重复测定，而且不限于石英、长石砂粒，也可测定生物骨骼等碳酸盐物质，比 TL 法有更加优越的条件，有着良好的发展前景。实验证明，以石英、长石样品的 Ge 芯测定，比 E 芯更优越，因为 Ge 芯法在阳光照射 1 小时后即能回到零，相对误差要小。

TL 和 ESR 方法的适用年龄范围大，从几千年到几百万年，甚至大于千万年的样品也可以用 ESR 氧空位浓度法进行测定，其误差最大为 15%，取决于样品采集时的状况，含水量，铀、钍、钾含量测定精度等。因此，用作 TL 和 ESR 的样品应避免日光照射并有比较确切的含水量，这样才能使测定值更加精确。

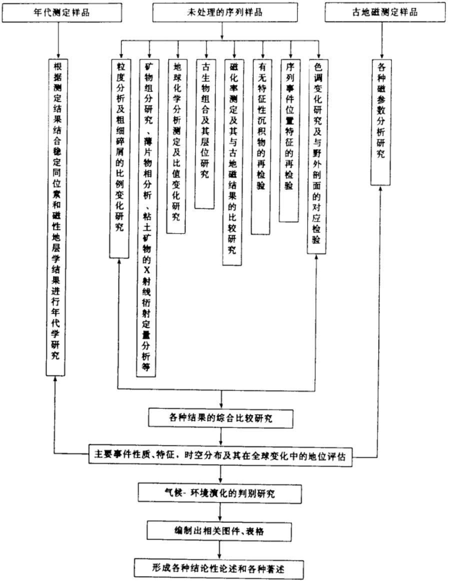
野外宏观研究取回的样品，可分三类，一类是年代测定样，需单独封存、送样，不作其他用途。第二类古地磁样品，利用专用塑料盒，在剖面上按顺序采集，并正确记录样品间距；以便专门用于环境磁学和磁性地层学分析。第三类样品为组合样，总量在 300 g 左右，可用作测定磁化率、物质组分、粒度分析、地球化学分析等。遇有古生物化石，亦作专项编号、包装，以便送有关单位鉴定。

样品分检及室内综合分析研究的程序可参考表 2。

第四节　晚第四纪事件地质学的特点和意义

海岸带晚第四纪事件地质学具有新、多、难、良四大特点。

表2　样品处理及研究程序表



所谓新，是指该分支学科内容新，研究对象的年代亦新，它们都是地球演化历史的最新阶段形成的产物，大多未固结，出露范围不大，直观性很强，有益于探索事件作用的性质和过程。

所谓多，是因为晚第四纪事件沉积作用的类型多，涉及的分支学科内容多，每一种事件沉积作用发生的次数亦多，频率很高，环境转换非常迅速。同时，不同环境的标志物亦就各有其自身的规律，从而有益于对环境判别标志的总结。

难，是因为晚第四纪事件地质学研究，不仅古生物化石门类少，而且可用于定年的化石种属亦少，生物地层学方法几乎难以在晚第四纪事件地质学研究中作出贡献。晚第四纪事件地质学的年代学方法，亦处在探索过程中，任何一种事件沉积作用所留下的产物欲得到一个精细的年代序列是非常困难的。目前，只能是通过多种手段综合分析、对比，但很难准确判定。

晚第四纪事件地质学的再一个特点就是每一种事件沉积作用都拥有良佳的自生旋回产物，可以据之做出准确的相序分析，有益于产物模式的建立。

晚第四纪事件地质学研究不仅有重要的科学理论意义，而且有着非常重要的现实意义，表现在：

1. 气候演化意义

事件沉积记录是古环境、古气候影响下的作用产物，具有判别恢复古环境、古气候的标志意义。例如，海岸风沙沉积都分布在山前迎风坡或洼地中，是季风驱动下风沙流受到地形阻挡而快速沉积的结果，它的存在标志着形成时限内的环境条件十分干燥，砂粒不具粘滞性，容易被风力所起动、搬运，当时气候条件必然是蒸发量远大于降水量的干旱气候，且盛行定向风，容易形成风沙流。根据不同期次风沙沉积物的厚度、序列特征沉积构造和基本相序以及定年尺度，就可以恢复不同时限风系的特征及其变化规律。再例如洪泛沉积，可根据是单一扇体还是复合扇体，叠置的特点、扇体形态、规模、沉积物性质、沉积物构造特征等，就不难判断出原始流体的方向、性质、强度和是否有长久性河流。根管石等伴生物的存在与否可以判断当初气候-植被状况，同时可以做出降雨量与洪泛的相关性结论。其他事件沉积记录，同样可以依其性质和特点，作出古气候、古环境的判别。因此，从整个序列累积作出古气候、古环境的演化，也就是水到渠成之事。

2. 事件地层学意义

根据事件沉积记录，建立起事件沉积序列，进行三度时空的标定，并进一步判定事件演化的时间尺度。在晚第四纪事件沉积记录中，可以标定千年级的事件，从而为高分辨率事件地层学的研究奠定基础。

中国海岸带晚第四纪风沙-土壤层序列剖面、风暴流沉积序列剖面、洪泛沉积序列和上述事件沉积与湖泊事件相复合的事件序列的分辨率，都已达到可以与北大西洋 Heinrich 事件序列、格陵兰冰岩心的 D-O 事件序列（是在格陵兰冰心序列中发现的一种旋回性事件，每一个旋回中包含着一个冷阶和一个暖阶，被称为 Dengaard-Oeschger 事件，简称 D-O 事件，下同。），加利福尼亚圣巴巴拉盆地的缺氧事件序列等相比较的精度。对冷、暖期气候变换、季风盛衰等能作出千年级的判别，使晚第四纪事件地层序列的划分对比，远较以往晚更新世以来的地层划分更为精确。海岸带晚第四纪事件沉积序列是海陆相互比较和全球性事件演化的基本规律和重要支撑。

3. 沉积-构造学意义

事件沉积作用的发生总是与一定的地形、气候密切相关的，构造因素在千年级小事件中表现得并不显著。例如对于相互叠置的洪泛沉积序列，以往均被视为构造沉降作用的结果。而最新研究结果表明，在一个山前长宽 500 m 的范围内，可以叠置 23 个扇体，同位于一个低洼的负地形中，完全取决于物源和降雨量，与构造升降毫无关系。这个现象表明，在盆地分析过程中，应特别注意事件沉积物的性质、物质来源与搬运介质，切不可以传统的

构造观念去套用。

4. 防灾、减灾的意义

历史时期形成的事件沉积产物，比现今海岸带自然灾害强度大、持续时间长，作用性质相似。因此，可以通过古代事件作用过程分析，防治现代类似事件，也可根据不同事件的方向、路线，设置多级减缓或释放事件能量的措施，以起到减缓灾情、减少损失的作用。

第二章　海岸带的地质背景

第一节　概　　述

现今中国海岸带跨越了不同级序、特征迥异的构造区，并非是直接受构造活动所控制的，而是在它们的基础上，随着海平面的逐渐增高，滨线位置移动和范围扩大而成的，也是岩石圈板块活动的最新记录之一。

海岸带北起辽东半岛，南到南海诸岛，东濒太平洋，西亘若干构造区。对于中国大地构造性质和特征，不同学派有不同的称谓，演化过程亦常有大相径庭之处，令人难以融诸家之说而用之，择其一又难免偏颇。本书第一作者，以全球板块构造学说为基调，结合中国区域地质构造的特征和不同时空的拼合关系，提出了一个新的简要划分方案，探讨其基本特征，明确海岸带的基本地质背景。

中国境内区域地质构造的基本特征是：

（1）南北分割，东西有别是最基本的特征，也是各个学派的共识，然而对于界定的范围和造成这一特征的原因，在认识上各有其说，难以适从。

本书对南北分割，东西有别的界定是从塔里木南缘，经阿尔金山北侧与走廊南山相接后，顺河西走廊南缘拐向东南直达大别山，被郯—庐断裂带所截切。然后，从大别山南缘往西经桐柏山南缘、武当山南缘顺龙门山西缘呈弧形拐向元江，再经越南的红河往东，穿过雷琼至王五—文教断裂带，过巴林塘海峡与太平洋俯冲带相接。这是一条呈向东北凸出的梯形带，在空间上，不是单一的线形断裂带，而是一个宽窄不同的构造活动复合带；在时间上，从志留纪末期至今都有活动。现今的地震活动区，也都与这一构造带及其派生的构造活动有着内在的成因联系。武当山、桐柏山、大别山一带的区域构造，长期难以搞清，其主要原因也就是被这一复合带的围绕、转换和长期多次活动所复杂化。对于这样一条分割中国南北不同，东西有别的构造带，是因为原特提斯海最早俯冲，随着造山运动和俯冲位置的转换，依次往南迁移，从而也就是劳亚大陆与冈瓦纳大陆的分界带。它往西延伸到印度洋西缘被东非大裂谷所截，是印澳板块呈梯形凸向欧亚板块的一部分（图 1）。

这一分界带南北地貌差异极大，界南为中国最为醒目的造山带，随着造山活动时期的往南变新，高度亦不断加大，以致出现全球最高峰。界北则低矮、平缓。界东由于太平洋向西俯冲的共同作用，不同时段的挤压造山带，成为东西有别的明显特征。

（2）大型移置体的存在，使地质构造演化更趋复杂化。

中国境内已知飞来峰或移置体在空间上都是由西南往东北方向移动，在时间上从古生代到新生代都有。最大的两个移置体是台湾和北山，前者已作过报道，后者是首次提出。其范围，比以往所划分出的北山褶皱带，北山地层小区的范围要大，在地理上涉及新疆、甘肃、宁夏和内蒙古，其北界顺阿尔金山北缘断裂带往东北延伸进入蒙古人民共和国境内，南界从安北—金塔以北经白云鄂博到二连、索伦山一带，相当图 1 中的 A_1。这一区域从早古

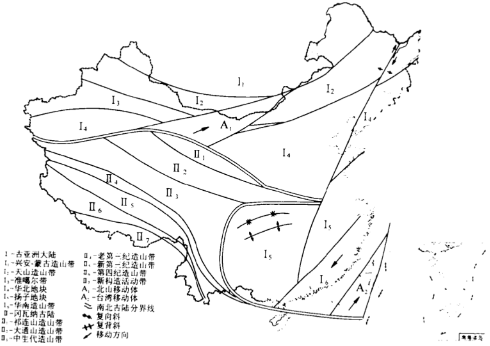


图 1　中国大地构造概要图

生代至晚古生代末，几乎所有地层都是特提斯海的产物，既不同于西侧的库鲁克塔格，也有别于甘肃龙首山区。早在 60 年代初期，本书第一作者与甘肃区测队技术负责人屈占儒先生去新疆同胡冰总工程师等 1∶100 万哈密幅编图人员接图时，在北山与库鲁克塔格区域连接和构造属性问题上，就曾发生争议，在场的楚旭春先生和任纪舜院士认为双方资料都很可靠，均具说服力，以致出现北山地槽往西过渡为库鲁克塔格地台的认识（黄汲清、姜春发，1962）。实际上，库鲁克塔格带是原地岩系，而北山区则为覆于其上的移置体。总体走向北东东向，多条缝合带和石炭—二叠纪变质地层的存在都与华北板块格格不入，是二叠纪末期自西南方向逆时针推覆而来的地体。

（3）青藏高原的形成与演化以及与西太平洋俯冲带演化的相匹配，必然造成南北分割，东西有别。不同时代特提斯海的俯冲与消亡，是青藏高原带状地体产生的主因，新特提斯的消亡，导致喜马拉雅山的强烈隆升。

不同时期特提斯俯冲消亡带（包括陆—陆碰撞带）共有 7 条，自北而南是志留纪末俯冲带，成为南北两块古大陆的分界线，形成祁连山混杂岩带。第二条带是从阿尔金山顺党河到青海湖南缘，是晚古生代末形成的，相当于大通山混杂岩带。第三条带是一个宽阔带，显示出中生代特提斯的范围曾经扩大，至中生代末期俯冲、造山，包括了柴达木盆地和金沙江流域的山地。第四条带是老第三纪碰撞带，形成唐古拉山—横断山混杂岩带。第五条带位于班公湖—怒江一线以南，是新第三纪到早第四纪的碰撞带，也是喜马拉雅山的主要隆起时期，形成冈底斯山混杂岩带。第六条带位于雅鲁藏布江以北，是中更新世活动带。第

七条带位于雅鲁藏布江以南，是喜马拉雅山与印度大陆的最新碰撞带。这些带都是因为冈瓦纳大陆解体，向北挤压，使特提斯海不断缩小范围，直到消亡，并形成不同时期的造山带，这就是中国大地构造的主旋律。

中国大陆北部从内蒙古兴安褶皱带往南就是被撞碎裂的华北板块。其南界在郯—庐断裂带以西，与南北古陆分界线所界定，郯—庐断裂以东，则出现山东半岛南缘的缝合带，从青岛崂山到日照梭罗树的蛇绿岩带，到莒县、莒南的推覆糜棱岩和榴辉岩带，许靖华教授（1987）认为是扬子板块冲向华北板块所留下的记录，是一种比较合理的解释。

扬子板块被挤压碎裂为三大块，西部四川盆地一块挤压变形最厉害，往东被郯—庐断裂一分为二，再往东则为华南中生代弧后火山岩带，上覆有台湾移置体。中国海岸带，就是在这种构造背景下，伴随着海平面的抬升而出现的。

第二节　地质背景分析

渐新世末以前，南北古陆分界还是呈南南东向的延伸，扬子板块直接与西太平洋板块相接，且仍为陆地。到中新世初，第三纪冰川消融，气候逐渐湿暖。全球性海平面大幅升高，海水由东南往西北涌进，位于热带水域的新特提斯海，在适宜的条件下开始成礁，并不断往北推进。直到第三纪末，印度大陆向北挤压，台湾推覆带逆时针滑覆，新特提斯海逐渐消失，一些小陆块发生移动，使构造格局有所改变，滑覆到现今位置的台湾成为岛屿，海南岛陆块亦成为岛屿，珊瑚礁区四分五裂，东沙也是伴随台湾推覆带向北位移的，部分礁体还被刮走，形成现今台湾西部寿山、鼓山一带的古礁残体。海水的侵进，淹没了东部开阔地，随着海平面的缓慢上升和风暴作用的不断活动，滨线越来越弯曲，以致造成现今的岸线模样。渤海覆盖在华北板块上，黄海跨越了华北与扬子板块边界，东海和南海北部则淹没了扬子板块，南海的主体位于南北古陆分界以南，继续保持残留新特提斯海的状态。

中国海岸带上地幔结构呈现出隆起—凹下间隔交替的特征，地壳厚度变化甚大，很不均一（图 2）。表 3 列出一些城市和区域的地壳结构数字，可见其变化之一斑。

表 3　中国东部若干地区地壳结构比较表（单位：km/s）

（深度标尺：0、10、20、30、40 km；各栏自上而下为各层速度）

常熟	启东	扬州	汕头	漳州	雷州半岛	海南岛	塘沽
4.7～5.2	5.6～5.94	5.73	5.97	5.58	5.51	5.84	5.84
5.9	6.3	6.28	6.21	6.22	6.31	6.47	6.14
6.0	6.8	7.25	6.36	6.57	6.9	6.85	7.23
6.8	6.8	8.03	6.92	6.94	8.0	8.05	8.1
8.0	8.0		8.81	8.8			

（据魏斯禹等，1990）

重力场是地壳表层形态、构造特征的综合反映。东部沿海 1°×1°平均布格重力异常表明，总体上与地形地貌相吻合。随着地形上西高东低，重力异常由高到低。区域重力场梯度带的分布、走向，形态特征与不同类型断裂带均相适应。一些板块边界、断裂带往往就

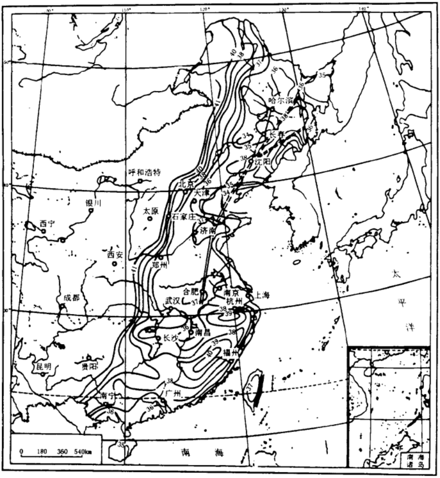


图 2　中国东部地壳厚度分布图

（据魏斯禹等，1990）

是重力异常高梯度带。重力异常杂乱模糊区，则往往是不同构造区的交汇部位（图 3）。台湾岛的布格重力异常场和自由空间重力异常场都是自身圈闭特征，与周围海域衔接不和谐。

地磁场是地壳表层地质体磁性强度和构造形态变化的综合反映。中国东部航磁 ΔT 正负值分布表明，郯—庐断裂带和华北板块、扬子板块分界位十分明显。南北古陆分界线在桐柏、大别山一带强烈挤压的特征亦非常清楚，与扬子板块明显不同，南北不同，东西有别的特点尽显图上（图 4）。台湾岛的磁力异常场与区域内北东向大的磁力异常场很不协调，澎湖群岛的磁异常也呈紊乱状态分布在背景场上，也显示出双重地壳的特征。

中国海岸带区域的地壳与上地幔结构无论在纵向或横向上都是不均匀的，主要受控于板块边界和内部断块组合关系。华北板块表层的速度值明显高于华南，而海南岛又高于雷州半岛和华南一些地区，说明它们原本就不是同一块大陆。台湾岛的地壳厚度大，显然与岛弧的地壳不符，从地表往下约 10 km 处是一个低阻带（陈洲生，1999），亦表明是双重地

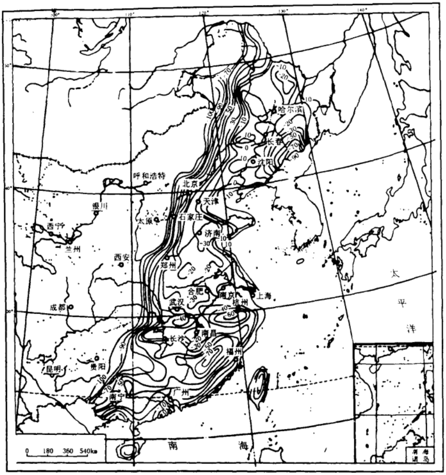


图 3　中国东部 1°×1°平均重力异常场分布图

（据魏斯禹等，1990）

壳。1999 年 9 月 21 日集集大地震的震源深度可能就是这个低阻带往西延伸变浅的位置，有理由认为这个带就是移置体与原地岩系之间的推覆界面。

中国海岸带，断陷幅度不同，总体处在沉降格局中。这种断陷格局中相对升降幅度的不同，常使人误认为华南是在沉降，而辽东、山东是在上升。实际上，它们都在沉降，只不过沉降幅度各地不同而已。

那种认为台湾岛 500 万年以前还在水下，后来被菲律宾板块俯冲到下面，使之抬升起来的模式是不符合实际的。因为台湾岛北海岸鼻头角以西的南雅山，出露了一套厚达 300 多米的游荡性河流相沉积地层，原始水流方向自北流向南，其时代为中新世—上新世，表明它早在 1000 万年以前就是陆地，而且并非是现今台湾环境所能形成的产物。恒春半岛沿岸亦不存在隆起珊瑚礁，台湾岛也不是上升岛屿。台湾上新世及其以前的地层均为特提斯型产物。



图 4　中国东部航磁 ΔT_a 的正负值分布图

（据魏斯禹等，1990）

中国海岸带晚第四纪事件沉积作用就是在这种背景下形成的，虽然在成因上与各个构造单元或断块并无直接的内在联系，但是地理、地貌位置却是不同构造组合所留下的痕迹，物质来源也有着千丝万缕的联系。

第三节　中国海岸带的基本特征

海岸带是水圈、气圈、生物圈和岩石圈相互作用，能量互相转换的特殊环境，对各种变量因素反映敏感，与全球变化息息相关。拥有海岸线的国家，无不对海岸赋予极大的关

注。无论从经济或者从科学、文化，对外交流等来讲，海岸带都是最发达和活跃的地区，也是人口密度最大的区域。同时，海岸带又是灾害多发区。因此，对海岸带发育演化基本规律的认识程度，直接关系到自然环境条件的保护和可利用程度，持续性发展和维持生态平衡的基本状况。强化研究，处理好局部岸段与总体匹配的相关性，才能有益于提高改革开放的力度，加大开发的强度，维护和保证人类生存空间的质量。

中国海岸带是13万年来，在海平面缓慢稳定不断上升和间歇性突发风暴流作用与三大自然环境的匹配转换下塑造出来的，具有一些独有的特征，可概括如下：

（1）中国海岸带跨越了南北两大古陆的结合带，又濒临太平洋板块往西俯冲的岛弧带，不同时期弧后岩浆活动由西往东迁移，而且越来越弱，以致造成中生代末期的花岗岩类在北部古陆区十分普遍，是各种事件沉积作用的物质基础。现今滨线是最近1万年来伴随着海平面的不断升高，侵蚀淹没陆地而成的。

（2）中国海岸带属于板内海岸，潮坪带发育。大型岬角—海湾的形成取决于构造板块和断裂的切割。次一级岬角—海湾则受控于断陷盆地和花岗岩基的存在。它们同属于一块基底，并不像习惯认为的那样，岬角区抬升，海湾区沉降，而是共同沉降，由于受断裂活动的影响，而使不同块体，各有其自身的沉降速率。

（3）中国海岸带上，海岸类型多种多样，颇具特色。各种不同类型的海岸，几乎是在同一时限内完成，既没有原生、次生之分，也无需划分内力、外力作用，其主要控制因素就是海平面抬升、侵蚀和物源性质。沙坝-潟湖体系、河口沙坝，陆架区潮流沙脊，都与末次冰期阶段形成的古沙地的被改造密切相关。不同海岸类型的塑造过程和沉积物特征及其序列研究，对判别事件性质、频率和比较研究现代同类灾害的防治，均有着不可低估的作用。

（4）中国海岸带上，晚第四纪红色沉积物极为发育，与现代纬向气候分带没有成因联系，是一大特征。这些红色沉积物的成因不尽相同，却并无地域上的特定成因限制，已知四种成因的红色沉积物，南北都有。首先，最广泛的一种就是俗称的老红砂型红层，以往曾经被视为是华南特有，然而调查表明，北起辽东半岛、经山东半岛、苏北、浙、闽、粤、桂直到海南岛和台湾环岛海岸带上都有分布，其主体序列是由风沙沉积与土壤层交互更叠而成，也常夹有洪泛砂砾层、冲积层，有时还会出现湖泊相沉积，尤其是在花岗岩侵蚀面上的底部层位，更加常见。第二种是风化壳型红层，在空间分布上虽然也是南北都有，但却只限于大陆岸带，海南岛和台湾环岛岸带上这种类型缺乏。第三种为红土型红色沉积，其成因只与玄武岩的风化作用有关，在空间上呈现出跳跃式零星分布。北方见于山东蓬莱，往南出现在厦门、雷州半岛、海南岛北岸、涠洲岛、硇洲岛、斜阳岛、澎湖群岛等。第四种是洪泛型红色沉积，在空间上相当广泛，无论南北大陆岸带，海南岛和台湾环岛岸带上，都有所见，其层位多在风沙-土壤层序列之下，尤以晚更新世早期出现最多，也是小湖泊沉积序列中常见的序列。不同成因的红色沉积及其成土化作用的层位，对于判断中国东部古气候-古环境演化十分有益。红土化范围，空间分布既然不受控于现代气候带格局，那么它们形成时的古气候南北相若，东西不同，其限定边界大致在太行山东缘往南斜向延伸，至少可到中越边界的东兴，那里老红砂色调变黄，特征却还相当明显。

（5）中国海岸带上，除了前第四纪地层和岩浆岩以外，第四纪沉积物的主体就是晚第四纪各种事件沉积作用产物。它们有风暴流沉积序列，风沙土壤层交互更叠序列，洪泛沉

积序列，冲—洪积—湖泊复合沉积序列，湖泊沉积序列等，都具有事件多发，环境转换频率高的特点，是海岸带晚第四纪古气候变化和古环境转换的大事记。一些含有有用矿物的经济砂矿资源，特别是型砂、玻璃砂矿资源，都是晚更新世事件沉积作用的产物，像渤海湾西岸，山东半岛北岸，闽、粤、琼、台沿岸等，均有分布，内陆架区的砂矿资源远比海岸带更加丰富。

（6）晚第四纪以来的滨线海岸，是一个从东往西不断蚀退的岸线，各处侵蚀速度不等，刚性基岩区，蚀退速率平均为 2～3 cm/a；柔性岩层或固结不紧的沉积物，其蚀退速率超过 5 cm/a。那些邻近外海，受风驱作用明显的岛屿岸段，蚀退速率可大于 10 cm/a。只有那些输沙量大的河口段，是淤涨的岸段。海岸带上那些长宽不大于 10 km 的小海湾和长度在 1 km 以内的岬角，大多是全新世以来的蚀退产物。

（7）中国海岸带范围内，无论是沿岸陆区还是在 15 m 水深以内的内陆架区，包括台湾环岛海岸等，均未发现晚更新世以来的正常海相沉积地层。含有海相生物化石的沉积物或沉积序列却不鲜见，它们都是被风暴流携带、磨蚀，再沉积的产物，拥有风暴序列特征，是间歇性或称突发性风暴海水涌向沿岸（包括冰期时的陆架区），沉积下来，被误认为是正常海侵层。因此，晚更新世以来，以往被厘定的多次海侵，均应当废弃，海洋大调查中，重新加强陆架区柱状岩心的沉积地质学研究，正确判别各个层的环境标志及其转换关系，分出不同事件沉积作用的产物。同时，不能再使用这一类测年材料进行^{14}C 年代测定（常规及 AMS 均不宜用），来标定沉积物的年代。

（8）在邻近滨线的岸带上，除了那些位于现今最大高潮位以下的洞、壁龛、柱、拱桥、平台等景观以外，那些孤立出现在不同高度的洞、台、柱、拱桥等，都不是历史时期高海平面侵蚀留下的痕迹。作者对大陆岸带、海南岛、台湾环岛岸带和西沙群岛岸带以及南半球西澳岸带做了实地调查，都可证明现今海平面是晚第四纪以来最高的，除了突发的，间歇性风暴海水上岸，冲上几十米甚至上百米的高度外，没有出现过高过现今的全球一致性高海平面，因此，位于现今最大高潮线以上的稳定型高海平面形成的海蚀遗迹是不存在的。被风暴流携带或抛上岸的生物骨骼或堆积物不能用作判断地壳抬升的依据，更不可以此类产物去论证全球一致性海平面的升降变化。

（9）中国领海范围内的岛屿类型多，大小不一，形态各异，既有群体，亦有独立分布；既有松散砂岛、砾岛，也有基岩岛。大大小小岛屿分布的不像有些岛国那么集中，但总数却接近 7000 个，也具有多岛屿特征。

（10）中国海岸带新构造活动十分活跃，主要表现在继承性活动断层的建设作用和破坏作用。所谓建设作用是指活动断层派生出的温泉和地热，能够造福于人类。所谓破坏作用就是活动断层引发的地震，给人类带来灾难。活断层的部位在推覆带和移置体底面，为最新碰撞带、两大古陆结合带及其派生断层。中国境内 95%以上的地震，都导源于南北古陆结合带及其派生分枝断层，北西西与近南北向是主导方向，它们的结点活动位往往是震中所在。大震出现的频率对应于太阳黑子周期及其倍数周期。

中国海岸带十大特征明确，独特，与全球其他海岸带明显不同。任何空间段的开发、利用和工程建设，都必须要有整体权衡，特别要注意开发、建设后可能发生的环境转换，防患于未然。

第四节 岛屿海岸的特征

岛屿一词，原意有大小之分，大者为岛，小者称屿。然而我们的祖先却常反其意而用之，诸如西沙群岛的七连屿，是七个岛的总称。台湾东南部的兰屿，面积达40余平方公里，名之曰屿，而中沙以东的黄岩岛，面积只有几百平方米，却又称为岛。真正名副其实的屿则可以赤尾屿、黄尾屿等作代表。

按照岛屿的成因不同，可分四大类，即①侵蚀-淹没型大陆岛，是由海平面升高，侵蚀、淹没陆地形成的，去掉水体后的一切特征与陆区相同，又可细分为河口淤涨型，系输沙量大的河道，在口门处河道加宽，心滩淤涨而成，如崇明岛。②构造移动型，系造山作用将陆块推覆、碰撞，迁移而成为岛屿，像台湾岛、海南岛均属之。③火山岛，由于火山喷发或喷发沉积而形成的岛屿，如斜阳岛、高尖石岛、澎湖群岛等。④珊瑚礁砂砾岛，以往把珊瑚礁区的所有岛屿都叫珊瑚岛或珊瑚礁岛，但迄今为止，还没有在珊瑚礁区找到一个具有礁格架的岛屿，都是物源来自珊瑚礁的风暴、风驱或直接由风成的岛屿，或为松散的砂岛、砂砾岛，或为胶结成岩的砂屑灰岩岛、砾屑灰岩岛以及过渡型的砂砾岩岛。

中国版图内四大类岛屿齐全，若以最大高潮时能露出水面的陆地，无论面积大小，都归于岛屿类，那么中国的岛屿总数应接近7000个，一般文献中泛指6500余个，主要是大陆型岛屿，约占97%，火山型和珊瑚礁区的岛屿总和不过3%。在空间分布上大陆型岛屿整体零乱，局部有序，例如河口沙岛的斜列或呈雁行状排列，由岩层走向或岩体长轴排列的群岛。火山型岛屿在空间上与构造活动带相适应，都是特定的构造-岩浆产物。珊瑚礁区的岛屿，专属性强，成群出现，受盛行风向、风暴流主流向的控制性明显。

不同类型岛屿岸带的特征明显不同，面积很大的大陆型岛屿，与大陆海岸带的特征相仿，面积较小的大陆型岛屿，除河口型砂岛以外，几乎都是基岩蚀退性海岸，缺水系，无河口，但有潮坪。火山型岛屿多悬崖式海岸，群体出现时常形成多口门潟湖或海湾，一般无潮坪。珊瑚礁区岛屿，海拔高度小，环岛海滩普遍，潮坪宽阔。

第五节 晚第四纪事件沉积在海岸带的分布

中国海岸带晚第四纪事件沉积在空间分布上，密度大，类型多，不同事件作用可以在小范围内匹配性出现，对高分辨率事件地层学研究，提供极为有利的条件。在时间上则以晚更新世为主，又常表现出不同时间段各有其特征性事件沉积。概括起来，可表现出下列一些特点：

(1) 中国海岸带晚第四纪事件沉积作用主要有，①风沙流沉积作用；②土壤化作用；③风暴流作用；④洪泛作用；⑤间歇河流冲积作用；⑥湖泊成生、发育演化和旋回性作用；⑦湿暖期的淤积作用；⑧侵蚀作用等。

(2) 中国海岸带晚第四纪事件沉积的匹配性强，气候标志性明确。代表干冷期的风沙沉积总是与代表湿暖期的土壤层相互匹配，交替更叠产出。风暴流沉积序列中出现土壤化风暴流沉积层，恰恰表明风暴流作用发生在干冷期。主要风暴流沉积序列的层位位于风沙-土壤层序列之下，又显示出末次间冰期热带风暴的特征。

(3) 各种事件沉积在空间分布上，有明显的规律性。风沙-土壤层序列，总是在迎着盛行风方向空阔，背风面有山地阻挡，又总是在相对低凹地形带内。洪泛沉积均与原始坡地相吻合，扇顶均位于山坡中部，标志着是在水体饱和，有一定物质积累下才能发生洪泛。风暴沉积是自东而西，由台湾岛和吕宋岛之间发生分叉，形成喇叭口形分布的特征。碳酸盐型风暴沉积的物源是由海洋提供，粒度由东往西变细，最巨大者在鹅銮鼻，最细小者在澎湖。海峡两边同时段的风暴沉积，物源有很大差别，表明台湾海峡在晚更新世期间并未干出，台湾岛与大陆之间有陆桥相连的可能性倒是非常小。湖泊沉积总是在原先的山前凹地里，积水成湖。末次间冰期时，由陆架区低洼积水成湖者范围很大，属埋藏型，需靠钻孔揭露研究。

(4) 同类事件在时间上有一定的继承性，总是从初现期的偶发到主体期的多发。湖泊相的主体期在末次间冰期阶段。风暴沉积主体有两个时段：一个是在末次间冰期的后半段；另一个位于末次冰消期之后。风沙-土壤层主要出现在末次冰期阶段。洪泛集中在三个短时限里，一个是末次间冰期初，第二个是末次冰消期，第三个是冰后期。

中国海岸带晚第四纪事件沉积的主要剖面列入图 5，并统计于表 4 中。

表 4　中国海岸带晚第四纪事件沉积分布一览表

序号	位　置	事件沉积类型	基　本　特　征
1	秦皇岛北	洪泛	复合洪积扇，轴向 NW—SE，由于海平面上升，侵蚀破坏，被误认为沿岸砾堤
2	七里海	风成-土壤化	为典型的风沙-土壤层交互更叠序列，出露顶、底不全，可见 10 个以上的旋回，ESR 年龄值为 1.52、3.44 和 5.86 万年
3	大连市革镇堡、谢家沟等	风成-土壤化，洪泛	风成黄土与土壤层交互更叠序列，夹 3 个洪泛层，风沙-土壤层序列，可见 7 个旋回
4	大连市八岔沟	风暴沉积	风暴砾堤，砾石分选好，磨圆度高，有粒序性颗粒支撑，单旋回
5	渤海湾西岸天津地区，山东无棣一带	碳酸盐型风暴沉积	复合砾堤型风暴沉积，夹多个土壤层
6	山东柳夼	老红砂型风成沉积夹洪泛层，下部为湖泊沉积	为晚更新世典型的老红砂序列，由风沙层与土壤化层交替更叠，夹洪泛层，铁质壳层下部为湖泊相沉积，可见 10 个以上旋回
7	苏北盐城一带	风沙、风暴和湖泊沉积	风暴沉积覆于湖泊沉积之上，有 3 个旋回，风沙-土壤层旋回零散孤立
8	浙江普陀山	风沙-土壤层、洪泛湖泊	风沙-土壤层有 18 个旋回，洪泛层上覆 6 个，下伏 10 个，中间为湖泊相沉积序列
9	九江彭泽-南昌一带	风沙-土壤层序列	已发现 24 个以上的旋回，是长江中下游的典型序列，可与海岸带序列相比较
10	福州长乐	风沙-碳质淤泥层	石英砂型风沙沉积序列，有 10 个以上的旋回
11	福建平潭	老红砂型风成沉积，洪泛、湖泊相沉积	典型老红砂序列，夹洪泛层，湖泊沉积层和铁质壳层，已发现近 30 个旋回
12	福建后石井	碳酸盐型风沙-化石土壤层序列，洪泛红层	基底为花岗岩，5 个旋回风成沉积覆盖在洪泛红层之上，有陆生蜗牛化石和根管石伴生
13	福建苦鹅头	碳酸盐型风沙-化石土壤层序列及其下伏风暴沉积	4 个风沙-化石土壤层旋回覆于 5 个风暴沉积旋回之上
14	福建深沪湾	冲积-洪泛-湖泊	晚更新世冲—洪积垛体 20 余个，底部湖泊沉积
15	福建古雷头	风暴沉积	顶底出露不全，可见 5 个以上旋回，风暴高峰期序列清晰可辨

续表

序号	位　置	事件沉积类型	基　本　特　征
16	福建东山	风暴、风沙-土壤层洪泛，湖泊均有	一个从全新世到晚更新世的复合事件沉积序列，总旋回数超过30个
17	广东海山	风暴、湖泊、洪泛	基底为花岗岩，向上依次为洪泛、湖泊沉积，风暴沉积特征明显，旋回数多
18	广东汕头广沃	洪泛、风沙-土壤层	基底为花岗岩，其上有23个扇层的复合洪积扇，与具有23个风沙-土壤层旋回的沉积序列并存于同一小范围内
19	广东甲子	风沙-土壤层	顶底不全，可见十余个旋回
20	广东电白	硅质碎屑型风暴沉积	硅质碎屑型砂砾级风暴沉积，高度最大的，可达20余米，有5个旋回
21	广东湛江山狗吼	风沙-土壤层	分布遍及雷州半岛东南部，为老红砂序列，可见10个以上旋回
22	广西东兴	风沙-土壤层	老红砂序列，出露范围小，只有4个旋回
23	广东灯笼角	风暴沉积	碳酸盐型风暴沉积，高峰期相序明显，出露范围小，待详细研究
24	海南临高角	风暴沉积	硅质碎屑型风暴砾坝，长达2 km，宽达数百米，砾石质量达数吨，是惟一巨砾型
25	海南铜鼓岭	风沙-土壤层	基底为花岗岩，碳酸盐型风沙-化石土壤层序列，可见10个以上的旋回
26	海南文昌南北沟	风沙-土壤层	基底为花岗岩，碳酸盐型风沙-化石土壤层序列，可见10个以上的旋回
27	海南五龙沟至木烂头	风暴沉积	碳酸盐型风暴沉积，为砂砾屑灰岩型，厚度大，旋回层多，与广东海山相似
28	海南崖县—鹦歌海	风暴沉积	碳酸盐型风暴沉积，为砂砾屑灰岩型，厚度大，旋回层多，与广东海山相似
29	西沙七连屿	风暴沉积	碳酸盐型风暴沉积，为砂砾屑灰岩型，厚度大，旋回层多，与广东海山相似
30	西沙东岛、珊瑚岛、晋卿岛、广金岛、甘泉岛、金银岛、石屿、银屿	风暴沉积	碳酸盐型风暴沉积，为砂砾屑灰岩型，厚度大，旋回层多，与广东海山相似
31	西沙鸭公岛，咸舍岛、新沙洲、羚羊礁、珊瑚岛东北小岛	风暴沉积	松散堆积型风暴沉积、形态完整，地貌景观明确，序列清晰可辨，作用过程明确
32	西沙石岛	风沙-土壤层	碳酸盐型风沙-化石土壤层序列，基底为礁灰岩，有5个旋回、伴生物，沙丘类型保存完整，所有风成特征明显，氧同位素曲线可与MIS2-4对比
33	澎湖群岛	风暴、风沙-土壤层	集中在马公岛乌嵌、北寮一带，为碳酸盐型
34	海南岛天涯海角—马岭一带	风暴砂砾堤	硅质碎屑型风暴砂砾堤沉积，有5个以上旋回，与电白的特征相似
35	台北福隆	风沙-土壤层，风暴	老红砂型风沙-土壤层序列，有5个旋回，其下伏为碳酸盐型风暴衰减期沉积，鱼骨状交错层理发育
36	花莲和平	风暴沉积	硅质碎屑型砂砾堤，5个以上旋回，顶底出露不全
37	台东富岗	洪泛沉积	残存复合洪积扇，硅质碎屑型砾岩组合，至少有8个以上扇层
38	小野柳	风暴沉积	碳酸盐型巨砾型风暴高峰期沉积，可见3个旋回，基底为中新世富岗砂岩
39	港仔	风沙-土壤层	顶底不全，可见13个以上的旋回，底部有湖相沉积，中夹洪泛层，可见纵向沙丘
40	鹅銮鼻—猫鼻头	风暴，洪泛	碳酸盐型风暴高峰期—衰减期全过程型风暴沉积，序列清楚，厚度大，顶部有洪泛沉积覆盖

续表

序号	位　　置	事件沉积类型	基　　本　　特　　征
41	车城一带	风暴沉积	碳酸盐型风暴高峰期—衰减期全过程型风暴沉积，序列清楚，厚度大，顶部有洪泛沉积覆盖
42	台东满洲里	风沙—间断面交互	碳酸盐型风沙沉积，由风沙层—间断面交互而成，至少有10个以上旋回
43	台中	洪泛	复合洪积扇体，至少有10个以上扇层
44	埔干	洪泛，湖泊	洪泛沉积至少有5个旋回，湖泊沉积夹河流沉积，有植物化石
45	林口下福	湖泊	湖泊沉积夹河流、洪泛，至少有6个湖泊演化期，已发现古木、植物和淡水腹足类化石
46	石门洞	洪泛	复合洪积扇，扇顶位于嵩山，轴向北北东，扇径达10 km，至少有20个以上的扇层
47	广西涠洲岛	风暴	碳酸盐型风暴沉积，有10个以上的旋回，特征明显，同海南五龙港

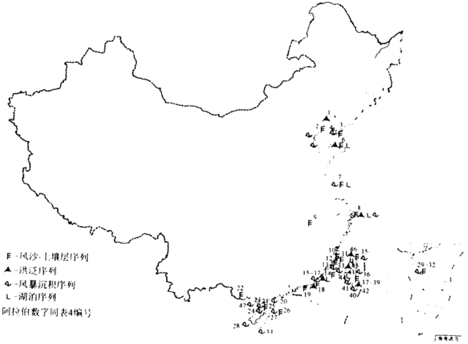


图5　中国海岸带晚第四纪事件沉积剖面分布图

第三章　晚第四纪事件沉积作用

第一节　概　　述

晚第四纪13万年来是人类从古人演化到智人的时段，也是地球表层留下最新产物记录的时段，同时也是气候变化迅速，环境转换频率高的时段。从现今不同自然环境中寻求13万年来的地质记录，分别建立起事件演化序列并不断提高其时空分辨率精度，是国际地学界关注的焦点之一。格陵兰冰岩心序列中降尘所反映出的冷暖旋回性变化（Dansgaard W. et al. 和 Oeschger it, et al., 1984），被称为D-O事件（Broecker W. S. and Denton G. H., 1989），迄今在这个时段里，已发现23个以上的D-O事件，出现的频率平均达到千年级，显然不是米兰科维奇理论所能解释。无独有偶，德国水文研究所的Heinrich H. 在东北大西洋深海岩心中发现13万年以来有十多个浮冰碎屑沉积层，尤其是末次冰期阶段的6层更加明显（Heinrich H., 1988），后来还在北大西洋许多柱状岩心中发现（Bond G. et al., 1992），而且证明这些浮冰碎屑富集层中很少有孔虫壳体伴生，是气候波动频繁的标志物，被Broecker命名为Heinrich事件，从而使学术界从轨道事件的尺度进入短周期千年级高分辨率研究。ODP146航次在加里福尼亚岸外巴巴拉盆地打的893孔，16.2万年纹层序列中的缺氧事件能够与D-O事件相对应，法国Achenheim末次冰期的黄土剖面磁化率曲线和热释光年代序列与格陵兰冰岩心序列都有很好的对应关系（Rousseau D. D. et al., 1998）。作者十多年来在中国海岸带上所建立的各种事件沉积序列，13万年来的冷暖旋回最多的可达到50个以上，最少的也有十多个，一般都超过30个，分辨率应能与冰岩心序列、深海沉积序列的D-O、Hienrich事件相对应，遗憾的是缺少年代序列的支撑。但是，如此数量的冷暖旋回性变化，应属于千年级事件是勿庸置疑的，陆海衔接的前景也是令人鼓舞的。

海岸带晚第四纪事件沉积作用除了本书论述的6种以外，还应当有火山事件作用、冰川事件作用、浅海事件沉积作用、构造事件特别是地震事件作用以及成矿作用事件，像浅层气等。但是，考虑到这些事件作用有的只是孤立的一个点，且缺少一定时限的序列，达不到有序的总结，如火山作用；有的连起码的事实都还定不下来，如东部冰川问题；有的则有专题的研究和论述，如地震，故本书就不再予以阐述。

第二节　河流沉积作用

一、概述

河流沉积作用在源头、流路的不同部位上有着不同的表现。到达海岸带的河流，都是下游或间歇性短程流，主要水体应来自大气降水，必然受气候变化的控制。水流动能的大小与水量和流速的平方成正比，水量增加或流速加大，流水作用能力强，侵蚀速率高，搬运物质多；反之，则流水作用弱，搬运能力低，沉积产物少。因此，从河流沉积产物的性

质和特征可以追溯河流沉积作用的过程和特征，同一区域不同河流沉积三度时空的相互比较，对认识和深化河流沉积中的事件性质非常有益。

河流水体运动，受多种因素影响，不同部位有不同的流态，取决于临界流速，又称为雷诺数值（*Re*）。当 $Re<500$ 时，流动的水质点彼此平行，并保持恒定的速率和方向，称为层流。当 $Re>2000$ 时，水质点呈不规则的运动，并不断改变运动的速率和方向，称为紊流。当 *Re* 在 500～2000 时的水体流动，就处在层流与紊流的过渡型中。

物质组分在流水中被搬运、沉积，主要与水的流动状态有关。粗粒沉积物，自身密度大，水体密度小，摩擦角大，起动搬运难度大，主要在水体底部挪动、滚动或沿着水底跳动被搬运；细粒物质由于密度小，不容易沉到水体底部，于是就会呈悬浮状态被搬运。但是，紊流有垂直向上的分力作用，可以掀起河底的物质，这种动能大时，也可以使粗粒物质呈悬浮负载搬运。实际上，流体在运动中，受各种变量因素的影响，搬运和沉积作用都不是恒定的。实践中，根据河流河道的状态分出平直河流，其河道平直少弯道；曲流河，也叫蛇曲河，河道弯来弯去；网状河，也叫辫状河和游荡性河流，河道不固定，迁移快，分支多，河道密布的像发辫或网状。水流在不同的河道中，也就产生不同的流态。总体上可分两类，其一是横向环流，出现在水流相对平稳的曲流河中，它是由于凸岸的水流从水面流向凹岸的汇聚水流与凹岸从河底流向凸岸的分散水流组合成一个个连续的螺旋形前进的水流就叫横向环流，也叫弯道环流，主要受控于弯道离心力和地球偏转力。在北半球，均向古岸偏转；在南半球，向左岸偏转。不同形状的河床断面，其环流系统有所不同，可分4种状况，即，①单向横向环流，发生在弯曲河段，水流离心力作用的部位。②底部辐散型横向环流，是在枯水位时平直河段形成的，河床中部流速大，水面呈微向下凹形，两岸表层水流流向河床中部，构成表层汇聚，底部辐散型的横向环流。这种环流能够侵蚀河床中部，而在两岸形成浅滩沉积。③底部汇合型横向环流，是在平直河道的洪水期出现。河床中部的水量，比两岸的增加快一些，水面上凸形，表层水流从河床中部流向两岸，构成两个横向环流系统，又掏蚀两岸而在河床中部发生沉积。④复合型横向环流，是在平原分叉河流或河床底部起伏不平的地方，由几股主流线形成的。第二是漩涡流。当水流绕过障碍物时，如沙波的脊面，河床基岩岩槛以上及各种人工建筑物时，都会产生漩涡流。

二、河流沉积产物

河流沉积作用可以出现三种产物，即冲积扇、辫状（游荡性）河流沉积和蛇曲河流沉积。

冲积扇是一个地貌名词，它是由于河流从狭窄山谷流出进入平坦地以后，河水很快呈扇形散开，形成的一种沉积物。扇顶位于沟口，扇径和扇缘的范围，沉积物的厚度取决于流量和物源量以及持续的时间。实际上能够保存下来，具有扇形特征的冲积扇体，都是间歇性水流的产物，而不是长期流水河流作用形成的，因为长久性流水出山口后，由于后续水流的作用，使扇形保存不下来，其环境形态与辫状河相一致。冲积扇靠近顶端部位，沉积物最粗大，交错层理交切角度很小，状如水平层，砾石常呈叠瓦状排列，有下粗上细序列，扇缘粒度细小，具板状交错层理构造。

辫状河流沉积的典型产物是心滩沉积，因为河流的分支多和游荡性，使推移物质沉积在分流间不断扩大，便减小了两旁河道的宽度，使河身变得有宽、有窄、宽窄相间，并作侧向侵蚀，加深河道。河间淤积加高就成为露出水面的心滩或沙坝，其形态呈透镜状，具

有大型槽状交错层理，层理的底界面均为冲刷面，并有砾石分布，但很薄，往上为砂级正粒序沉积。以往几乎所有著作中关于辫状河流沉积垂向相序组合都是导源于 Reineck H. E. and Singh I. B.（1973），而这两位作者又是根据 Doeglas D. J. 在法国杜朗斯河和阿代舍河河道类型研究结果综合出辫状河沉积的垂向序列图，分出 4 个相素作为一个完整旋回。第一相素是具大型交错层理的卵石沉积；第二相素是具大型沙纹层理的中粒砂沉积；第三相素是具小型沙纹层理的细粒砂沉积；第四层是细砂岩与泥岩的互层，具有水平层理，偶尔见包卷层理。实际上综合相序中的第一、第二、第三相序，都是心滩产物，是同性质的，分别都可代表辫状河的基本相序。换句话说，辫状河的相序就是心滩沉积的叠加。心滩是由两个相素组成，下相素为粗粒沉积，可以是砾石，也可以是粗、中、细砂；上相素是细粒沉积，可以是不同粒度的砂级沉积物。典型的沉积构造就是槽状交错层理和大沙波构造。至于第四相素是洪水期的泛滥沉积，不是辫状河流的必然相序，应予以剔除。明确这一点，对正确判别和研究古相辫状河流沉积序列是非常重要的，因为剖面序列上就是不同心滩层系组的相互叠置。

蛇曲河流沉积产物主要为河床滞留沉积和边滩沉积。前者是河流在搬运沉积物运行中，粗的砾石碎屑前行缓慢，总是滞后于细粒沉积物，使粗粒的砾石残留在河床底部，称为河床滞留沉积，常呈透镜状。基本特征是成分杂乱，可以有从源头到堆积地的所有性质的砾石，因此，都是陆源物质。由于冲刷作用强烈，伴生的细粒物质很少。砾石具定向排列，更多见的是扁平砾石倾斜面指向河流上游的叠瓦状排列方式。边滩沉积是蛇曲河流最主要的相素，是河床侧向移动，在内湾部位沉积的地质体。边滩下部靠近河床，粒度最粗大，随着离河心变远而在上部的沉积物粒度变细，所以边滩总是呈上细下粗的正粒序。边滩沉积的厚度近似于河床的深度，其宽度取决于河流大小，大河流边滩宽阔。边滩沉积物的成熟度高低取决于物源区的供应状况，古相沉积中也见到过单一的石英砂岩型边滩相。边滩相的沉积构造以不同类型的交错层理为特征。一般为大型板状交错层理，遇有其他类型层理，若规模显著变小时，应注意上下的相序关系，其中可能有侵蚀面出现，属于另外一个旋回的产物。

三、河流沉积中的事件产物和特点

河流沉积事件可分为自身演化过程中的事件和外加事件两类。自身事件中最常见的就是迁移间歇事件，造成侵蚀面。间歇期长的，使沉积物性质明显改变，表明河流规模、形态、物源供给等条件都有变化，也是环境转换的标志。自身事件中也可以出现铁质壳层、干涸淤泥层等事件产物。

外加事件最常见，在其他环境序列里插入了河流沉积，或者在河流沉积序列里插进了其他环境产物。当没有产物只有侵蚀-间断面时，就与上述自身事件难以做出准确区分。最常见的外加事件有：①湖泊沉积序列夹河流沉积；②风沙沉积序列中夹河流沉积；③河流沉积中夹风沙沉积；④河流沉积序列中的土壤层，伴生根管石等；⑤在由下而上出现侵蚀面—河床沉积—边滩沉积序列之上，出现细粒泛滥平面沉积时，千万不要把它与下伏河流沉积视为连续序列，而要研究与下伏序列的接触界面，就会发现这是一个超覆侵蚀面，侵蚀力并不是太强，不易出现波幅很大的弯曲界面。但是，细粒层底面是等时面，而所覆盖的底部层顶面却是不等时面，这就可以证明它不是河流序列里的连续相素，而是河流期后洪水泛滥快速沉积，它是一种先冲刷作用而后沉积的产物。

此外，在河流沉积序列里，也常会见到土壤化作用的产物，而且会有蜗牛化石出现，它们具有原地埋藏的群居特征，也是一种典型的事件产物，标志着在河流相沉积以后，河床发生迁徙，使原先沉积的序列发生成土化作用，并滋生出蜗牛，也可以出现植物根化石和其他动物骨骼化石碎片。这样的土壤化层，常常会出现分带现象，能够反映出气候条件从湿润逐渐变得干燥，顶面有铁锰条带或铁锰壳层出现。

四、河口区沉积与事件作用

河口区是河流流路的最后区段，若是进入湖区，由于湖水的阻滞和顶托，使河流流速减小、水流扩散，失去搬运能力，大量搬运物质必将沉积在河口区。如果河流进入大湖泊，在湖中形成以河口为顶点，向湖道逐渐撒开的锥形沉积地质体，就成为湖相三角洲。它是由三部分组成，冲向湖中心方向的沉积物，湖底平坦，层亦平整，称为底积层，近河口部分，颗粒相对粗，坡降大，形成倾向指向湖心的前积层。随着前积层的增高，河床坡降变小，后续沉积物较平整的覆于其上，就成为顶积层。

当河流注入海洋时，由于海水波浪、潮汐作用的强度、河流的规模、坡降等诸多因素的不同，有的只能形成河口湾，有的却能形成三角洲。河流作用强时，河流带入物向海不断扩大堆积，形成建设型三角洲。河流作用弱，波浪、潮汐作用不断破坏、改造河流沉积物时，有两种情况，原先河流强，潮汐、波浪弱可以先形成三角洲沉积，而后潮汐、波浪作用强化时，破坏、改造三角洲沉积，此乃文献上常说的破坏型三角洲。如果波浪、潮汐自始至终都强于河流作用，根本不可能形成三角洲，也就谈不上破坏型三角洲，只是被破坏的河口湾沉积。因此，在进行三角洲分类时，宜强调这些环境的边界条件，不可一概而论。

现代三角洲沉积序列研究，认为从上而下是顶积层—前积层—底积层，而且把底积层还可分出边缘沉积和滨外粘土沉积。认为顶积层是一个不均一的复杂的综合体，把沼泽、三角洲前缘、河道、天然堤、决口扇、支流间湾等均视为一体，这是很不妥当的，因为每一类都有自身的边界条件，是河流的一些亚环境，不是三角洲的必然产物。在古代序列里，就更不可能保存下来。我国长江河口区的雁行状沙体的形成，以往被视为三角洲的发育演化模式也是不妥当的，因为从红桥期—黄桥期—金沙期—海门期—崇明期—长兴期这些不同时期的沙体，是河口沙体或叫沙坝，若称为河口坝发育演化期或河口岛屿发育演化就比较恰当，它们不是三角洲，也不是亚三角洲。它们是由于末次冰期阶段长江中下游区曾经干出，风沙堆积范围大、物源多，进入全新世丰水期以后，被搬运到河口，在凹岸堆积加高，使河床南移，沙体必然呈现出由西北往东南斜列的产态。实际上，迄今为止，在长江口区于晚第四纪期间尚未发现足可证明为三角洲沉积的序列。

河口区沉积序列中的事件沉积作用，与上述大同小异，如果把三角洲顶积层视为一种事件沉积恐怕更加合理，它应当是洪泛活动的表现，与前积层之间的不等时面，是一个侵蚀面，与风成序列中的沙丘与丘间之间的结合面的相序关系有所不同。

第三节　洪泛沉积作用

洪泛沉积作用就是事件沉积作用的一种，在海岸带晚第四纪期间，有两种成因类型，其产物的特征有所不同。

一类是河床型洪泛沉积，是邻近主河道或沿废弃河道快速堆积而成，完全受河道形态和河道类型控制。下一次洪泛堆积不在上一次沉积物上垂向叠加，或者说，同一河床只有一次洪泛作用，另一次洪泛作用呈现出侧向斜列，沿一定方向斜列，在剖面上形成依次叠加的槽状小盆，如同现今河口的垛体切面。中国海岸带上最典型的剖面序列见于福建晋江的深沪湾北岸，晚更新世期间形成的洪泛垛体由南往北依次叠加，迁徙方向明确，叠切关系清晰，一次次间隔随着垛体规模、沉积厚度、土壤化作用强度、根管石大小、形态、蚀变程度等的不同，可以作出确切的判别。土壤化和根管石的出现，和叠切界面的存在，实际上就是这类洪泛作用过程中的事件作用类型，它们都是需要时间间歇和作用过程来体现的。例如叠切界面就是侵蚀间断面，代表两次洪泛活动的间隔下限，新的洪泛堆积体从形成一土壤化和植物生长保存成为根管石的过程以及到下一个洪泛体叠切界面，就是间歇期的总时限。若能准确定年，这种洪泛沉积序列的演化历史和古气候-古环境的转换频率与不同作用的持续时限就能迎刃而解。此类沉积序列可以出现河流边滩相和洪泛砾岩相，每次作用都是单旋回。

另一类是非河道坡积洪泛作用，是在大气降水量大，山体饱和含水的条件下，沉积物顺坡发生移动，形成洪积扇。扇体范围、扇径大小受控于原始山体的坡面范围和物源量，一般规律是原始扇范围小、砾块大，扇体形态不完整，后续的扇层一次次叠加，反而使扇形完整，范围扩大。最高的扇顶都低于山地顶部，一般位于山体顶部到坡角长度的 1/3 处，每个扇层的厚度、扇径、沉积物粒径大小，内部沉积构造都有所不同，它们主要受控洪水量和物源量，与地壳沉降无关。中国海岸带上，这类洪泛体最为广泛，在小范围内都可形成非常完整的复合洪积扇，例如广东汕头达壕半岛的最东缘，山体海拔高度只有 100 m，山前长宽不及 500 m 的范围内，在花岗岩侵蚀面上，竟出现一个拥有 23 个扇层叠加的复合洪积扇。台湾石门洞复合洪积扇，其顶点位于嵩山山顶之下，海拔高度在 700 m 左右，扇径达 10 余公里，复合扇体形态已不完善，但还保存有岩类特征不同的 20 余个扇层。台湾西部顺坡出现的扇体群，当地叫头科山组，亦是一个个复合洪积扇顺坡排列而成，其扇层数尚未得到研究、统计。复合扇体间的分隔在于山谷的阻断，谷中洪泛层序列与单个复合洪积扇体的对比研究，往往更容易得到全过程的信息。山崖崖脚形成的洪泛体，虽然没有扇体形态，但洪泛层序仍能完好保存，与现代泥石流复合层非常相似。单一洪泛层的沉积构造不尽相同，快速堆积的无沉积构造，砾石排列无定向，最大砾石排列大部分可以在底部，也有许多不在底部，与河床沉积的特征完全不同，显得杂乱无章，排列无序，无论沉积物粒度大小如何，沉积物均为泥基支撑。物源量少和饱和水大的情况下，顺坡形成片流，可以出现类似辫状河的序列，粒度显著变细，可以看到板状交错层理，和下粗上细的序列。由其他环境产物被改造的洪泛沉积，可在一定程度上保留有原始产物的环境标志。这类洪泛沉积事件中，次一级或不同事件类型表现在：侵蚀间断面分隔了每一个扇层，是环境转换的标志，也是两次洪泛间隔的标志，间隔时限难以具体判别，只能从两个洪泛体定年结果去判别。洪泛体形成后，由于间隔时间长，可以发生成土化作用，可以形成土壤层，亦可有植物根化石，亦可有铁质、铁锰质氧化层等事件作用标志。

洪泛体顶部、中部和扇缘的沉积特征不同，沉积物粒度差别很大，必须在剖面上先将一个个扇层的底界面判明，顺底界面圈定出扇层的厚度变化，扇层从顶一边缘的变化关系，以及与上下扇层的界面分隔关系，彼此土壤化程度的表现等，有利于对气候-环境变化的判

别。

洪泛沉积序列比较简单，其自生旋回在上下侵蚀间断面限定下，只有一个相素或者说只有一个层，而且从上往下都有砾石分布，在总体上下部大砾石多，上部大砾石少，而且细粒沉积物上部多、下部少。无论上或下，其岩石类型均为砾岩或砂砾岩，泥基支撑。以砾石无定向和杂乱无章的分布区别于冲积扇沉积序列。实例如下。

广沃复合洪积扇：位于广东省汕头市达濠半岛的最东端，顶点标高 80 m，轴向向东西，扇面坡度 10°～15°，主体为 12°，倾向东（图 6）。

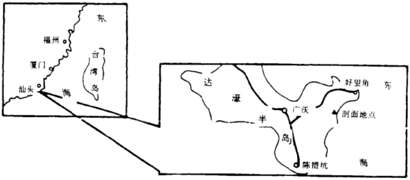


图 6　达濠半岛复合洪积扇体位置图

从扇顶至扇缘斜距只有 280 m，总厚度 34.5 m，在燕山期黑云母花岗岩侵蚀面上共分出 23 个扇层，是不同时期，流水作用强度不等，物源性质有别的旋回式洪泛沉积作用留下的产物。由于每个扇层的厚度、范围不同，冲沟中切割出的平剖面上，最多的可见到 10 个扇层（图 7），其总体序列从上至下顺序编号列入图 8。整个序列中未见任何古生物化石，以石英细至粗粉砂的 ESR Ge 心法测年，5 个扇层的年龄值分别为 14200，31200，39800，41000，41000。对于旋回式沉积序列来说，这样的年代测定结果，分辨率远远不够，但对于认定这个旋回式复合扇体，属于末次冰期阶段的产物，依据还是充足的。有条件时，以多学科、综合性手段进行高分辨率事件地层学研究的前景也是值得重视的。

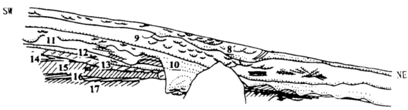


图 7　达濠半岛复合洪积扇部分扇体剖面图

（8～17 为扇体编号，与图 8 序号对应）

序号	柱状图	厚度/m	沉积特征	ESR 测年/a
1		2.00	邻近海滨、扇体半径不及50m，扇宽不过100m，由石英、长石、花岗岩碎屑等组成砂砾层	
2		1.40	与1号扇相似，惟规模稍大	
3		1.40	仅在局部负地形中见到，出露范围不及30m，为土壤化粘土层	14200
4		0.70	仅见相当扇角部位的片流沉积	
5		0.80	范围更小，但片流冲积中可见板状层理	31200
6		1.10	顶部明显土壤化，为改造风沙沉积后的片流沉积层	
7		1.60	底面坡变为15°，扇体半径150m，宽250m，倾向NE，是一个保留的比较好的扇体	
8		1.50	扇体半径100m以上下，坡度5°，下为水道沉积，上为片流沉积	
9		4.50	扇体半径不大，但水道沉积多发性强，属短程阵发性洪积扇体	
10		4.0	范围最大的一个扇体，半径约300m，水道沉积物粒度最粗大，可见槽状交错层理，具有网状河道特征，水流方向不固定，属多发性洪泛沉积	39800
11		2.5	山前改造风沙沉积物的片流沉积	41000
12		0.5	改造风沙沉积后的片流沉积	
13		0.85	小规模的洪泛砂砾层	41000
14		1.65	具有板状交错层理的洪泛层	
15		1.25	保留高角度前积层理的风沙沉积层，倾向南西，倾角20°	
16		0.5	片流沉积层	
17		1.25	具有高角度前积层理的风沙沉积	
18			覆盖	
19		0.4	冲洪积砂砾层	
20		0.5	红色土壤化粘土层	
21		0.8	冲洪积砂砾层	
22		0.5	红色土壤化粘土层	
23		1.3	冲洪积砂砾层	
24			燕山期花岗岩	

图8　达濠半岛复合洪积扇柱状剖面图

第四节　湖泊沉积作用

一、概述

湖泊是海洋的缩微，是研究水体的动态、物理、化学、生物作用的试验室，在全球变

化研究中的地位越来越高，国际地学界给予了更多的关注。国际地学界于1988年创刊了《古湖泊学学报》，在湖泊时空沉积比较和湖泊系统中的全球古环境档案研究方面十分活跃，1995年又在丹麦哥本哈根召开了首届国际湖泊地质学大会，更使湖泊地质学成为地球科学中的一门新的分支学科。

中国海岸带晚第四纪湖泊沉积在空间分布上相当广泛，几乎在沿岸和陆架区有末次冰期事件沉积的剖面下部，都能找到或厚或薄的湖泊沉积。在时代上，却仅限于晚更新世早期。

海岸带晚第四纪的湖泊沉积，只做过单剖面的序列研究，既缺乏总体形态、规模的观察，也没有不同湖泊各个相带的研究资料，只是粗浅的认识到类型比较单一，大多是频繁的洪泛事件，在低洼地区积水而成湖，其规模相对较小，其沉积过程中，既无波浪作用亦无潮汐和潮流作用，又是封闭或接近封闭的环境，湖岸带狭窄。同时，由于湖水浅，没有分层，大多都没有表层流和底层流，而是单一水体，更谈不上浊流和上升流，显然与海洋环境有所不同。但是，这种随着气候-环境的转换而时而兴旺、时而干涸的湖泊，所留下的沉积记录，对实现海陆晚第四纪事件记录的比较与对接，是十分有益的。

二、湖泊沉积过程与特征

湖泊沉积物的形成与特征取决于湖盆形态、规模、环境条件及其物理、化学和生物作用过程。

海岸带晚第四纪湖泊，成因类型比较单一，受水面积不大，均属于小型湖泊。受水型式大致有三种：第一种是在大山体前缘低洼区，比较远离洪泛带，缓慢受水，沉积物粒度相对细，分选好；第二种是洪泛体就是湖岸带，湖盆面积小、分选差；第三种可能有中更新世形成的湖泊存留下来，只是湖盆范围缩小，具有营养湖的某些特征，生物作用和内源沉积物的存在将是明显的特征。

前两种类型的湖泊，都属于贫营养型湖泊，湖盆的形态取决于原始洼地的形态，沉积物大部分是由洪泛事件一次次作用带进洼地，完全是一种充填作用，分选差，粒度粗大，一小部分可能是间歇性水流或河流带进，成为细粒夹层，湖盆中完全没有或很少内源沉积物。只有当气候适宜期长，降水与蒸发平衡或超降水，维持湖水稳定或增长，周围植物会繁茂生长，林间动物栖居，能够提高湖水水体的营养状况，提高生物产量，形成一定的内源沉积。在这类湖泊沉积序列中，均有相当的植物根、茎、皮、叶化石和种子化石，亦可以有昆虫化石。

后一种湖泊水体范围大，生物产量高，内源沉积物都占有一定比重。湖盆各个部位的沉积物和特征有所不同。湖岸区有一定的波浪作用，且因风驱作用强弱位置不同而表现出不同的强弱变化，造成向岸侵蚀，向湖心搬运的作用。岸滩带狭窄，接受较粗粒的沉积，一些含砾物质或砂级沉积物都集中在这里。随着水深的加大，亦就是向湖心的过渡，沉积物组分在总体上则以粉砂和粘土为主，有机质的含量亦最高。该类湖泊序列中，除了大植物残体、根、茎、叶、昆虫以外，常常会找到营淡水生活的腹足类化石，生物扰动构造亦不鲜见。河流补给或间歇性洪泛活动在沉积序列中亦会出现。

三种湖泊都是伴随着气候条件的变化而不断转换环境条件，其演化规律是从成湖—消亡的旋回性变化，变化周期为千年级。

概括起来，中国海岸带晚第四纪湖泊沉积具有下列一些特征：

(1) 成因类型比较单一，主要为大气降水，洼地积水型；

(2) 湖盆规模小，贫营养，以充填沉积为主；

(3) 补给条件差，生物产量低，内源沉积物少；

(4) 属于封闭系统，输入物决定沉积作用，沉积相带狭窄；

(5) 湖泊发育时限短，频变性强，环境转换快，沉积产物的旋回性明显，对气候判别的标志性意义大。

三、湖泊沉积物的组成

晚第四纪这种小型湖泊，除了少量内源沉积物以外，尚未发现自生沉积组成物，其主要组成物来源于湖泊周围山体的风化破碎产物，由间歇性水体搬运而来，属于近源组分。由于这些湖泊产物已裸露大气，对原始水体性质、各种物理化学参数不得而知，沉积时水与沉积物间的交互作用，各种痕量元素与粘土矿物间的吸附作用等物理、化学作用过程都是不清楚的，只能对产物序列的一般组成物进行观察总结。

湖泊沉积的矿物组成比较简单，在大陆岸带的湖泊中，物源主要来自花岗岩类的风化物和少量岩屑，主要组成矿物为石英、碱性长石、斜长石、绿泥石、伊利石、高岭石、氧化铁等，碳酸盐类矿物罕见。台湾岛沿岸的湖泊沉积，物源主要是岩屑，矿物组成相对复杂一些，与火山活动有关的矿物和碳酸盐矿物占有一定比例，粘土矿物中绿泥石、蒙脱石量亦增多。一方面说明台湾岛沿岸湖泊沉积物邻近火山物源区；另一方面也可认为是有河流补给，使碳酸盐矿物带进湖中。腹足类化石的存在，表明原始湖体水深，范围大，持续时限长。

所有湖泊沉积物均为泥基支撑，细粒组分总是多于粗碎屑物。除了湖泊底部和湖岸见有砾级碎屑物以外，大多数湖泊沉积物均为砂级和粉砂级，尤以细砂为主。泥级组成物常常集中在湖心相和湖泊发育晚期，失去补给的沼泽、干涸阶段，大量生物尤其是植物残体进入沉积物中，使腐殖质增加，呈现出灰黑、黑褐甚至浓黑色。有时候，在对一个湖泊沉积序列作总体观察时，仅凭黑色泥层的位置和数目，就可大致确定出该湖泊经历了多少次存亡阶段，是一种具有特定标志的组成物。同时，这类泥岩中常常富含各种化石，尤其是植物残体、种子、昆虫等化石，会特别丰富，除了肉眼宏观能见者外，还应取样淘洗、处理、烘干以后在实体镜下认真查找。这样，既可以找到化石，也可以明了矿物组成及其比例关系，是一项不可或缺的研究内容。湖泊沉积中的粘土矿物不仅能够反映物源的岩类，而且可以通过粘土矿物的组合特征和比例关系去判别气候状况及其演化规律。

四、湖泊沉积的沉积构造和序列特征

晚第四纪湖泊沉积中没有特定的、可用以判别其环境的沉积构造。湖泊沉积过程中，由于水体比较稳定，即使在洪泛补给期，也是由悬浮逐渐沉降堆积起来，所以不出现交错层理。但是，湖泊的层理常常具有厚薄不等，均匀性不同或粒级稍有变化的韵律或层偶特征，是一种厚大年纹层的表现，一般只出现在湖心相沉积中。湖相沉积中几乎全为水平层理，表明每一个层都是在恒定物理条件下形成的。

湖泊沉积序列中可以夹有具板状交错层理的河流沉积层，亦可夹有杂乱无章的洪泛砾岩层。

湖泊沉积序列自下而上一般分为湖底相、湖心相、湖坡相和顶部相。湖岸相常常随着湖泊的规模大小不一，而呈现出不同的特征，它既可以是湖底相的外延，也可以是湖顶相

或者湖坡相的外延，特别是洪泛补给过程中，湖岸相的洪泛砾岩，到湖坡为砂砾岩，进入湖心的则是细粒沉积物，它们是准同时的。但是，规模大的湖泊，悬浮物进入水体，停留时间长，水体运动效应亦有所不同，类似的洪泛沉积体只达湖坡，湖心则滞后于它，形成互相叠置的层。

湖底相，位于基岩侵蚀面或其他侵蚀间断面之上，是一些粗粒级沉积物，分选差，无定向排列，或具定向，它可以是洪泛沉积的延伸体，也可以是水下被改造过的洪泛沉积地质体。一般为砾岩、砂砾岩、砾质砂岩、砾质砂泥岩、砾质泥岩，纯砂岩者极少出现，常在湖心或邻近湖心处，呈透镜状产出。

湖心相，是稳定期水体内沉积，其沉积速率与补给状况成正比，有持续性河流，补给的湖泊，湖泊沉积保持相对稳定的沉积速率，而那些成湖后，间歇性补给的湖泊，沉积作用时有时无，成为饥饿小湖盆，甚至完全干涸。补给好的湖泊沉积序列中，可以出现很好的水平层理、年纹层理，并有生物扰动构造；补给差的湖泊沉积多为具块状层理的大厚层或厚薄不一的层系相互更叠。

湖顶相粒细，是悬浮晚期的沉积层，多为泥质层，腐殖质含量高。

湖泊沉积序列的判别是一项难度较大的判别内容，因为它不具备特定的序列和沉积构造，能够用语言的概括加以表示出来，而是需要凭经验作出整体判别或者是依据“没有的和有的一样重要”的沉积学原理去判别，那就是排除其他已知环境序列后，就必然是湖泊沉积。在此基础上，再作整体观察，也就容易识别出来。

五、湖泊沉积中的事件表现

湖泊沉积序列中除从湖底至湖顶的自生旋回沉积之外者，均为事件沉积作用的表现，它们是：

(1) 无沉积作用界面，也就是沉积间断面，限定了湖泊自生旋回的顶底，一般为波状弯曲的曲面。

(2) 氧化铁质界面或薄层，位于湖泊沉积序列的顶面或底面，呈姜黄、锈黄色，是湖泊期结束后，表层沉积物经强烈氧化，使沉积物中的二价铁氧化成三价铁，改变了原先沉积的色调。

(3) 铁锰结壳或铁锰硬盘层，是湖泊沉积序列中最常见的一种事件。当湖水变浅，沉积速率极低，水体含氧条件极高，被以溶解或颗粒形式带入湖中的铁锰质，大多数是极细粒的，结晶差或非晶质的，随着湖水的干涸，这些处在低价态的铁锰物质，不断被氧化成高价态以后沉淀下来，形成铁锰结壳或铁锰硬盘层，是湖泊期结束或消亡的标志。

(4) 有机质泥层，是沼泽相的标志层。对于大湖泊来说，湖滨也可以出现沼泽相，但是在海岸带晚第四纪湖泊沉积中，黑色泥层大多是湖泊临近干涸时的沼泽地沉积。此种沼泽化是在湿暖气候转化为干冷气候条件下，湖泊失去补给后形成的，不仅水生植物死亡，滨岸植物亦都死亡。沼泽中随着氧气损耗和腐殖酸的增加，微生物的分解作用也就停止下来。这种过程持续的时间越长，黑色泥岩中的碳含量越高，许多泥炭层就是此种环境的产物。

(5) 结核、结核层：结核是夹在沉积体或在沉积体上分布的一种圆形、椭圆形、球形、扁球形、透镜状等的矿物集合体。大多分布在层间，亦有穿层或斜切层理者。结核在颜色、成分、结构特点等各个方面都与相邻沉积物有明显的不同。依其大小可分为大结核，小结核，微粒结核，亦有不规则瘤状结核，从几毫米至几十厘米不等。既可以单个出现，亦可

以成群分布。结核的成分有碳酸盐质、磷酸盐质、泥质、铁锰质等。结核内部都是均质体或结晶集合体，不可能出现碎屑结构或砂状结构。

结核体或层的出现，是事件沉积作用的一种标志，是气候-环境转换后的产物，多出现在水与沉积物接触面，亦可以在沼泽化期出现。可以从结核的形态、产状、成分去研究气候-环境转换的物理、化学条件，推导事件作用的性质。

湖泊沉积序列中的他生沉积旋回，如河流沉积、洪泛沉积、风成沉积、风暴沉积等，都是事件沉积作用的表现，可根据出现的部位，年代标定，与湖泊沉积序列一起，建立气候-环境演化序列。

六、实例

海岸带晚第四纪湖泊沉积序列，就产物的追溯研究而言，国内外几乎还是空白，可供借鉴的实例缺乏。已知序列清楚可供研究的多被埋藏在陆架海底，沿岸区以台湾北岸林口下福剖面最好，已发现淡水腹足类化石组合，和大量植物化石，地表出露高达 60 余米，湖盆直径超过 1 km，湖泊成生—发育—消亡旋回至少有 6 次。广东海山风暴沉积序列之下，亦有埋藏的湖相沉积，亦有淡水腹足类组合。这里列出的是正在研究的浙江普陀山剖面。

该剖面位于浙江省舟山群岛的普陀山岛上，在该岛的东北部飞沙岙沟中，平面地质图和剖面图如图 9 所示，剖面序列综合分析曲线以及与已知剖面对比如图 10、图 11 所示。

剖面序列自上而下是：

褐黄色洪泛砂砾层层序段，保存有 6 次洪泛沉积砂砾层，底界面呈槽状，具上细下粗序列，单个洪泛层厚不及 0.3 m，是顺坡小规模洪泛沉积体。已显示出成土化作用的特征，每一个洪泛层的顶部都有几厘米厚的土壤化层，砂砾显著变少。其中的花粉以乔木为主，约占 72%，蕨类草本及灌木只有 9%。

土黄——锈黄色风沙沉积层与土壤层交互更叠序列段，单层厚为 1 至几厘米，共见 18 个锈黄色土壤层，分隔出 19 个土黄色风沙沉积层。两者的物质组成大同小异，均为来源于花岗岩风化物的长英类矿物和个别凝灰岩砂屑。石英砂粒为主，一般均在 60%～70%，长石类占 30%～40%，有碱性长石，也有斜长石，在土壤层中的长石蚀变较剧，总厚大于 3 m。非常有意义的现象是每一个土壤层厚度很薄，只有 1 cm，但其中的砂粒外缘都附着有铁染物，也是整体呈现锈黄色的原因。厚度稍大一些的风沙沉积层中，所有砂粒都没有铁染物依附，表明这些铁染物是一种成土化作用阶段的产物，与所有“老红砂”序列中的土壤层特征一样。因此，可以认为，这种薄土壤层不是短时限的产物，而是由于处在风沙停积的末端，风沙流携沙量低，但其停留的时限与同一期厚大土壤层是相同的。该序列段含极少花粉，个别见有松、桦木和蒿属花粉及蕨类孢子。

铁黑色铁锰壳层，厚只有 1～2 cm，呈波状弯曲，是一个区域性等时面，表明在风沙沉积出现之前，这里曾经有水体，经蒸发淀积才形成这种铁锰质胶体沉积，也代表着一个大的侵蚀环境的转换。

锈黄色砂层，呈均匀状，无沉积构造，松散，比上覆风沙沉积中的砂要粗，可达到中细砂粒级，为湖泊相沉积　厚 0.3 m

黑灰色泥岩层，含有较多的黑色炭屑，亦见有碳化很弱的树枝、树干、树皮，顺层或微斜插分布，是湖泊干涸前的沼泽相沉积。草本和灌木花粉占 29%，乔木花粉为 17%，蕨类孢子含量为 18%～28%　厚 0.2～0.3 m

褐黄色中厚层状砂层，弱固结，富含铁锰质和泥质物，泥基支撑，是浅水湖泊沉积，有明显的成土化作用改造　厚＞2 m

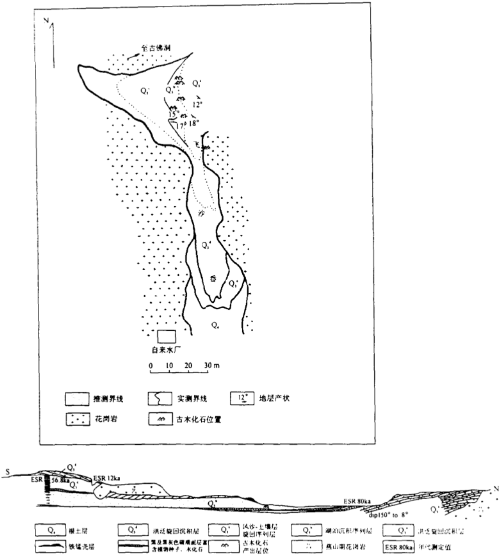


图 9　普陀山飞沙岙晚更新世地层平、剖面图

黑褐色铁锰质砂土层　厚 0.3 m

锈黄色砂土层　厚 0.5 m

铁质壳层　厚 1 cm

褐黄色中厚层状粘土质砂层，泥基支撑，成土化作用明显，微显层状构造　厚 1.8 m

锈褐色铁锰壳层　厚 0.2 m

褐黄色中厚层状粘土质砂层　厚 1.5 m

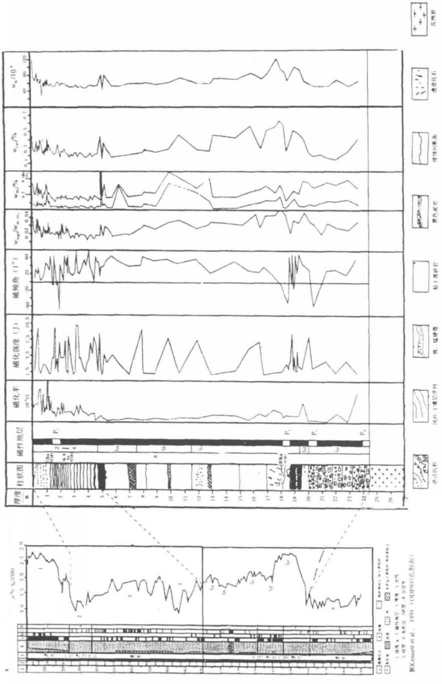
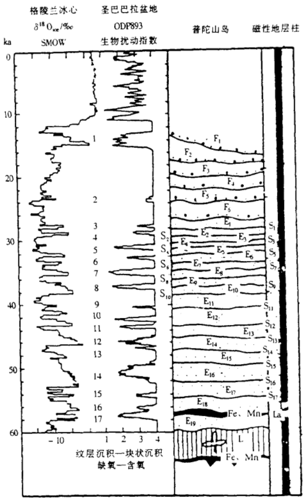


图 10　普陀山飞沙岙晚更新世地层综合剖面图



F—洪泛层；E—风沙沉积层；S—土壤层；Fe、Mn—铁锰层；
L—植物化石炭质泥层；La—拉斯尚亚极性时

图 11　普陀山飞沙岙风沙-土壤层序列与冰岩心序列比较图

黄褐色富含铁锰质球粒和断续条带状铁锰质物质的砂层，底部铁锰质更加富集　厚 1.5 m

土黄色薄层状粘土质砂层　厚 2 m

褐黄色薄层状砂层，其与上覆层之间为明显的侵蚀间断　厚 2 m

土黄色薄层状中细粒砂层，生物扰动构造明显，多为逃逸迹，未见实体化石　厚 1 m

褐黄色中细粒块状砂层，赋存有槐树化石 *Sophora japonica*，共见两株古槐树树桩，其间距不及 5 m，根基状，直径为 50～80 cm，外皮呈黑褐色，内部呈褐红色，碳化较弱　厚0.8 m

灰色含有石英、长石等砂砾的泥岩，含莲子 *Nelumbo micifera* 和芡实 *Euyale ferox* 等种子

化石　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　厚 1 m

锈黄色砂层，为河流冲积砂，可见板状交错层理，只在局部见到　　　　厚 0.5～1.5 m

黑灰色泥岩，中薄层状，顶部 0.2 m 含碳质物多，树枝茎等富集，中部含碳量低，但植物种子化石多，计有芡实 *Euyale ferox*，莲子 *Nelumbo nucifera*，珍珠茅 *Scleria oryzoides*，眼子菜 *Potamogeton distinctus*，野荸荠 *Eleocharis plantagineiformis* 和叶甲科昆虫化石 Chysomelidae。下部泥岩中赋存有古枫树树桩化石 *Pterocarya stenoptera*，共见 6 株，其间距从几十厘米到几米，显示上细下粗迅速分叉的根基形态，直径从 25～70 cm 不等，表面被藻类覆盖与岩石色调相似，剥开面碳化明显，但年轮清晰，年轮宽，且保存完好。

黄灰色砂砾层　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　厚 1.5 m

褐黄—黄褐色洪泛砾石层的旋回层，共有 10 个旋回　　　　　　　　总厚＞5 m

———— 间断面 ————

燕山期黑云母斑状花岗岩

该剖面比较完整地反映了晚更新世期间的各种事件，磁学参数、地球化学参数的变化规律与各种事件的相互匹配亦十分和谐，总体变化亦能够与同时代深海沉积序列和冰岩心序列相比较，对应性亦比较贴切。虽然大量已采集的样品，进行热释光测年未能获得可靠的数据，三个 ESR 年代测定样的结果是：顶部洪泛沉积序列的底部年代为 12 ka；风沙-土壤层交互更叠序列中部的 ESR 年龄为 56.8 ka；下部泥岩的 ESR 年龄为 80 ka。足以证明这是一个能够反映晚更新世事件序列的剖面。以这些事件为背景，阐述其对气候性质判别的意义，配以磁参数编年数据，恢复晚更新世气候-环境的演化史，仍不失为认识海岸带晚更新世期间气候-环境变换规律的重要途径之一。为此，将剖面序列，自上而下按事件类型及其气候-环境意义和编年的数据分列如下：

(1) 复合洪泛事件，位于剖面顶部，共见 6 次洪泛活动，其 ESR 年代值为 12 ka，相当末次冰消期的产物。这些旋回式洪泛沉积地质体，是一种间歇式降水，顺山坡运动在低洼处停积而成，是近源、短程搬运，物质组成大体一致，粒度最大不过几厘米，单个洪泛体厚度只有几十厘米，长宽不过几十米或几百米，呈饼状地质体。但是，这些洪泛体的气候-环境意义却是清晰可辨的。每一个洪泛体都代表着一个丰雨期，当时的降水量使地表沉积物孔隙水达到过饱和，使之从清水流变为顺坡的泥石流，反映出山地环境。洪泛体规模小，沉积物粒度细小，说明物源不丰，坡降小，搬运距离很短。连续 6 个洪泛体的叠加，标志着多雨的气候格局，雨多则气温偏高，表明这时的海岸带，海洋型气团增多，大陆气团不活跃，季风停滞。因此，将其定为末次冰消期是适宜的。6 次洪泛沉积，代表着 3～5 ka 的气候史。尽管当初洪泛活动的时限很短，但优势保存的机率不高，3～5 ka 间只保留了 6 个洪泛体，平均 500～800 a 保存一个。

(2) 风沙-土壤层交互更叠序列所反映的事件。该剖面处在风沙活动的末端，风沙沉积层薄，土壤化层也就更薄，在不到 4 m 的厚度内，出现 17 个土壤层和 18 个风沙沉积层。单个土壤层厚只有 0.5～2 cm，成土化却十分明显，表现在色调上呈锈黄色，比灰黄色风沙层要深暗得多，镜下砂薄片观察，土壤层中的砂粒，无论矿物是石英或是长石，甚至是岩屑砂粒，其颗粒外缘都有一个氧化铁质薄膜，而风砂沉积层中的砂粒就没有这一现象。说明成土化作用使沉积物中的铁镁矿物分解，同时也使两价铁氧化成三价铁，形成铁质泥基，并围绕颗粒外缘胶结，使原先属于颗粒支撑的风沙沉积层，变为泥基支撑的土壤化砂层。这种转变标志着从沉积环境转换为平衡环境和侵蚀环境；从干冷气候转换为相对湿暖的气候。

17 个土壤层与 18 个风沙沉积层的交替更叠，反映出在 MIS2～4 期中，在这里出现过 18 个冷暖旋回。以这一剖面序列的厚度直接与 ODP146 航次 893 孔剖面序列对比（Kennett，Baldaut et al.，1994），可以发现它与缺氧-充氧事件的交替更叠变化吻合得很好，显示出末端风沙-土壤层冷暖交替更叠事件的出现频率与深海的充氧-缺氧事件频率大体一致，平均保存机率都在千年级。

（3）富含植物茎、叶碎片和植物种子化石的黑色泥岩层，是湖泊发育晚期，因干涸而形成沼泽地的产物。共有 3 层，代表 3 个干涸期，分别属于 MIS5a 初始阶段和 5c 的终了期。这种黑色泥岩可以因炭质含量高而成为泥炭层，若邻近风暴沉积夹层，易被误定为潮上带的产物，普陀山剖面所见 3 层泥岩，以下层含碳质最高，植物种子化石最丰富，并有枫杨树化石产出。中层泥岩只见芡实和莲子种子化石，很少叶、茎等植物，且泥岩中含有较多的石英、长石粗砂或小砾。上层泥岩层薄，有较多的植物叶和树枝残块。

3 层泥岩的出现，反映了 3 次气候-环境的转换，是一种湿暖向寒冷还原沉积环境转为侵蚀氧化环境的变化，也是湖泊发育从丰水到缺水的消亡阶段。它们的存在表明晚更新世早期的小湖泊是在兴衰频变的状态下发育，其沉积物取决于湖泊的补给状况、规模和发育过程的时限。规模大、补给好、时限长的湖泊，应能从生物组合反映出演化史，而这个小湖的沉积物，则没有发现水生生物化石。

（4）铁锰层、铁锰壳和铁盘层所反映的事件。该序列中共见 6 个这类事件，分别出现在 MIS4 底部、5a 底部、5b 中部、5b 底部或 5c 顶部。5c 中，是湖泊完全干涸的象征，也是一种无沉积作用界面的表现，代表着气候炎热、干燥。湖底在干涸过程中，大量铁锰质被析出，在残存水和沉积物界面上形成絮凝胶，由于锰有强烈的亲氧性，且比铁与氧的亲合力要低，使铁先于锰而沉淀。高价态的锰从湖水中分解出来形成 MnO_2，当湖水临近干涸时，大量有机质富集，使富含 MnO_2 的胶体溶液更加稳定，进一步富集形成透镜状、皮壳状、被膜状黑色锰矿化体，也是表生条件下锰矿形成的一种作用机制。湖水中的锰主要是由小河水带入，这一点从锰淀积体中夹有河流砂层而其下伏层中见有具板状交错层理的河流沉积得到证明。

从铁锰壳或层的成分看，锰总是呈被膜状覆于铁质层之上，也符合锰比铁与氧的亲合力要低，在铁、锰分离的胶体溶液中，铁总是先于锰而发生沉淀这一地球化学行为。因此，这些铁锰壳、层的出现，都是湖水临近干涸阶段，强氧化环境的产物，气候从湿暖向相对干冷转换。

因此，野外所见的厚大铁锰壳，底部是铁层，上覆以皮壳状、葡萄状、乳状起伏的锰壳。当处在塑性阶段，有间歇性河水流进，可使其局部充气膨胀，沙子充填形成不规则夹层状壳体，以致于在走向上出现加厚、减薄、尖灭的形态特征。因此，这类事件是湖泊完全消亡的标志。它代表着一个湖泊旋回的终了产物，也是气候从湿暖转换为干热的标志，可作为湖泊沉积相模式顶底的限制界面，是一个等时面。

（5）下部复合洪泛体，代表着多发——高频降水事件，是湿暖期的体现。燕山期黑云母斑状花岗岩侵蚀面上，叠置了 10 个洪泛砾石层，它们的厚度、延长范围和砾石大小不尽相同，都属于阵发性洪水短程搬运沉积的优势——高能保存特征却很清楚，有可能是在一个短时限里，暴洪不断，是丰雨期的象征，其在序列中的位置，相当于 MIS5a。

将该序列的综合剖面与已知深海典型剖面序列——巴巴拉盆地 ODP893 孔序列相比

较，有着很好的对应性，磁化率变化曲线与GRIP冰岩心序列，法国Achenheim黄土序列的可比性更加显著，足以证明这个剖面序列反映了MIS2～5的事件，已知6个哈因里奇（Hienrich）事件亦可准确标定，进一步深化研究，逐步建立起年代序列，将能成为连结陆地与海洋的晚第四纪气候-环境变迁的典型剖面（见图7，图8）。

目前，从该剖面事件序列可以粗略看出，末次间冰期期间，MIS5e确属湿暖期，相对冷阶虽然十分短暂，却显示出波动频繁，事件多发的特征。全球范围内，应对其气候阶段的可分性做进一步研究，以期对气候演化规律的认识更加详尽。MIS5d是一个单一的冷阶，与ODP893孔特征一致，可分性较低。MIS5c跨度大，湿暖与干冷明显交替，旋回性特征清楚，较5e的可分性更强。MIS5b与5c的特征相近，亦应有较强的可分性。MIS5a虽亦可细分，但远不如5b与5c那么明显，其特征更接近5c的早期阶段。MIS4-2是由18个风沙-土壤层交替更叠旋回和6个洪泛旋回组成，按其时限，平均一个冷暖旋回为2700 a，已经达到很高的分辨率。整个剖面序列的事件总量与总时限相比较，每一个冷暖气候旋回的跨越时限亦不超过3000 a，应是一个高分辨率事件地层序列。鉴于其基底明确，事件类型多，气候标志性强，转换关系清楚，宜加大投入，加密取样，强化年代序列研究，使之成为海岸带典性剖面是完全可能的。

第五节　风沙-土壤化沉积作用

一、概述

风力是纯机械动力，其作用结果常随着气候条件的差异而不同。在湿暖气候条件下，风力再大，可以将植被连根拔起，但不能形成风沙沉积。而在干冷条件下，地表物质失去粘滞性，细粒物质被风力带起，形成风沙流，成为风沙沉积物的搬运动力。关于砂粒脱离地表的起动机制，有两种不同的起动模式。一种是以Exner为代表的砂悬浮模式，认为风沙运动是气流的乱流扩散结果；另一种是以Bagnold为代表的冲击起动模式，认为砂粒运动是冲击作用所致，俄罗斯学者伊瓦诺夫研究发现，砂粒脱离地表及进入气流中运动的主要抬升力是冲击力，这种冲击力可以超过砂粒自身重量的几十倍至几百倍，砂粒在气流的迎面阻力和摩擦阻力两个力矩作用下迅速转动（33000 r/min），然后由气流的上升力（上升力亦可超过砂粒重量的几十倍至几百倍），汇聚而成风沙流（吴正，1997）。因此，若把冲击起动理论与沙悬浮理论合并应用，就能比较全面地解释风沙运动。

风沙流的高度、范围、强度取决于气流的速度、携沙量的多少和受阻后发生沉积的状况。风沙流与盛行风方向一致，活动范围大，发生沉积的区域有限，主要受控于山体阻挡，又有山前洼地，才能发生沉积。我国西部沙漠区的总体宽度跨越15个纬度，而海岸带及东部地区在末次冰期期间的风沙流活动范围也超过了1个经度（以广西东兴与九江的连线为西界，台湾东海岸为东界计算）。

现代风沙流研究认为，风沙流的含砂量，随高度的增加而减少，在新疆莎车观察到，2 m高处风速为7.5 m/s时，2.5 m高处搬运的沙量仅0.11 g/h，而贴近地面5 cm处搬运的砂量达22.62 g/h（吴正，1997）。新月形沙丘顶部，风速$v=9.8$ m/s时，气流层内搬运的砂量在不同高度内有明显的不同，0～10 cm时，含砂量为79.32%，10～20 cm时，就降为12.3%，30～40 cm时，只有1.5%，50～60 cm时，含砂量只有0.4%，因此，认为风沙

流携带砂子的沉积作用，主要发生在近地面范围内（据吴正引自马载涛的资料，1997）。但是，从海岸带风沙沉积序列的研究发现，风沙流穿越的最大高度为海拔 80 m，依然能形成新月形、抛物线形，高度超过 5 m 的沙丘。现今长江中下游，九江彭泽一带保存的晚更新世风沙沉积，其高度大于 60 m，风沙沉积厚度亦可超过 5 m。由此看来，风沙流作用理论并非完善，还应继续进行更多的实验研究，龙卷风可以将重物携至数百米高空，也给人类以启示，风力搬运作用的机制，尚有待实践中深化认识。

风沙沉积在空间分布上，主要集中在南北纬度 10°～40°的范围内，尤以北半球亚—非沙漠带范围最大，可能是伴随着格陵兰冰盖的形成，就逐渐发育壮大起来。其次是晚更新世期间，尤其是末次冰期期间，伴随着季风的肆虐，形成广泛的海岸风沙沉积，像非洲南岸、澳大利亚西海岸、地中海沿岸、加勒比海沿岸、美国西海岸、秘鲁海岸、中国海岸带以及太平洋许多岛屿等。

海岸风沙沉积研究始自 1840 年，Nelson 开始描述百慕大的碳酸盐型风沙沉积，迄今已有 160 年的历史，始终未能建立起沉积地质学序列。我国末次冰期海岸风沙沉积，直到 80 年代初期才被认识，作者等先后在中国海岸带建立了数以十计的剖面序列，分出了 3 种类型，阐明了风沙沉积的自生旋回，建立了相模式（业治铮、张明书等，1984；张明书，1987，1993，1994，1996）。

二、海岸风沙沉积的时空分布

海岸风沙沉积在中国海岸带上是最为广泛的事件沉积，北起辽东半岛东岸的鸭绿江口，环绕渤海湾西岸，山东半岛北岸，往南到苏北岸带、浙江、福建、广东直到广西的东兴，海南岛沿岸带，台湾环岛海岸都曾经是风沙弥漫的区域，西沙群岛的石岛就是风沙沉积序列构成的岛屿，保留着礁区最大的高程，海拔 15 m。

空间分布上如此广泛的风沙沉积，并不是杂乱无章的，而是具有带状分布特征的事件沉积，其作用带应是受控于原始风沙流带。从已知风沙沉积的残留位置看，最东面见于台湾东北角的福隆，最西面见于南昌—九江一带的长江中下游区和广西东兴县。若以渤海湾西岸与东兴连接，再从台湾福隆作连续的平行线，那么这个北东向的宽带状区域，跨越 15 个经度，恰恰是东亚季风最活跃的区域，沿岸区风沙沉积点的分布亦与末次冰期时裸露物源区相对应。同时可以预言，末次冰期时的渤海湾内、黄海北部、海州湾、浙闽、粤岸外，都曾经有风沙沉积区。更加有意义的是，中国海岸带这一条宽阔的风沙沉积带，与南半球澳大利亚西海岸风沙沉积带遥相呼应，显示出南北半球的同步一致性，方向相反，也就证明末次冰期的季风，是两极向赤道运动的大气环流，风沙沉积都是在大气经向流动的气候条件下形成的。南北半球内陆沙漠区，跨越了北纬 10°～40°，南纬 10°～40°的宽带，显示出属纬向运动的产物。

中国海岸带晚更新世风沙沉积自北而南可划分 4 个带（图 12）各带的特征列入表 5。

中国海岸带风沙沉积在时间上主要集中在末次冰期阶段，相当 MIS2～4 期内，活动次数超过 20，出现频率平均在 2～3 ka 内，有可能与冰岩心的降尘事件和大洋冰筏碎屑层事件相对应。

三、海岸风沙沉积的类型

海岸带晚第四纪风沙沉积，随着物源区的不同，组成物有明显的差异，可以分出两类不同的风沙沉积。一类是由陆源碎屑物组成的风沙沉积，完全不含碳酸盐组分，在大陆海

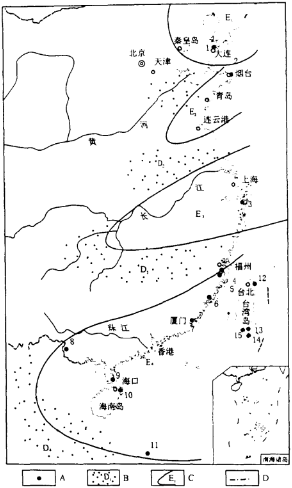


图 12　海岸带风成沉积分区

A—典型剖面位置及编号；B—风尘区及编号；C—风沙区及编号；D—国界

岸带，其组分主要来源于燕山期花岗岩的风化产物，在台湾海岸带则与中新生代海相沉积地层的风化产物密切相关。由于沉积物中的二价铁普遍氧化成三价铁，使色调变红，在人们尚未搞清其成因时，又是以砂级沉积为主，就被称为“老红砂”。这是分布最为广泛的一种类型，北起辽东半岛，南至雷州半岛，都有所见。南半球澳大利亚西海岸的北部，特别是南回归线以北的区域，更加常见。此类沉积中，由于原始物源石英含量高，所形成的风沙沉积具有非常高的成熟度，几乎不经选矿，就可达到型砂级的石英含量，被称为石英砂型，作为一种亚类被单独分出。另一类是由生物骨屑砂组成的风沙沉积，称为碳酸盐型，出现在北纬 26°30′以南的区域，在南半球的澳大利亚西海岸，则见于南回归线以南的区域，尤其是帕斯一带岸带和岛屿上，分布得更加广泛。有时候，碳酸盐类型中，杂有硅质碎屑组分，甚至可各占一半的份额，就成为一种复合类型，但因少见，不再进一步划分。

表 5　中国海岸带晚更新世风成沉积分区及匹配关系特征表

区号	匹配带	空间分布	类型及沉积序列特征	伴生物特征	盛行风向	最大时限及其依据	实例
Ⅰ	风沙沉积	渤海湾北部、辽东湾陆架及辽东半岛东侧陆架	老红砂型，风沙层与土壤化粘土层交互更叠，夹流水沉积层，幕次性强。原始沙丘规模小，基底为花岗岩	铁质根管石、细小炭化根、氧化铁质薄层	北北西—北东	晚更新世，ESR 测年	谢家沟
	风尘沉积	辽东半岛以南陆架、海岛和鲁中区	类黄土，常为土状沉积与土壤化粘土薄层交互更叠，间夹流水沉积。基底为老变质岩或花岗岩	钙质结核、蜗牛、海相超微化石，可出现陆生动物化石		晚更新世，ESR、热释光、古地磁测年	革镇堡砖厂，庙岛群岛
Ⅱ	风沙沉积	北黄海陆架及胶东半岛	老红砂型，风沙沉积层规模大，常可见沙丘—二级界面—丘间的完整序列，土壤层厚度大、幕次性强。基底为中生代地层	铁质根管石、炭化根、透镜状砂砾层、湖泊砂层、网纹构造	北北西—北东东	晚更新世，ESR 测年	柳夼
	风尘沉积	江、浙下蜀区	黄土状沉积层与土壤化层交互更叠，土壤化层色调偏暗，基底为中生代地层	钙质结核、淡水蜗牛、根管石，可出现动物化石，网纹构造		晚更新世，热释光、^{14}C 测年	下蜀土剖面（南京）
Ⅲ	风沙沉积	南黄海、长江口陆架、海岛和苏北、长江中游沿岸	老红砂型，风沙沉积层规模时大时小，土壤化层、炭质淤泥层、铁盘层与风沙沉积交互更叠，幕次性特强，夹流水沉积和湖泊沉积，基底多为花岗岩	根管石、蜗牛、炭化根、砂砾层、网纹构造	北北西—北东	晚更新世，ESR 测年	普陀岛、彭泽
	风尘沉积	南岭以北土状沉积	类黄土、红土，分布零星，与其相间产出的土壤化层薄而色暗	钙结层、蜗牛、砂砾层		晚更新世	
Ⅳ	风沙沉积	闽、粤、桂、琼沿海及岛屿	石英砂型、碳酸盐型为主，亦可见老红砂型，风沙沉积规模大、保存好，可分辨出许多沙丘类型，化石土壤层居多	根管石、灰质壳、蜗牛、痕迹化石、风暴流沉积	北北东—北东东	晚更新世，ESR、热释光、^{14}C 测年	青峰、梧龙、广沃、西沙群岛
	风尘沉积	泰国、越南沿岸及陆架、赤道无风带以北区	类黄土、红土与土壤化粘土、炭质淤泥层交替更叠，厚度大，色调变化明显	炭化根、钙结层、网纹构造		晚更新世	泰国、越南沿岸

不同类型风沙沉积从不共生于同一序列中，石英砂型亦不曾见到与老红砂型混生现象。但是，在碳酸盐型风沙沉积带中，可以出现老红砂型序列，在空间上都有相当的间隔。台湾海岸上，两大类型都有分布，惟独未见石英砂型。南半球澳大利亚西海岸，也只有老红砂和碳酸盐型两大类，未见有石英砂型出现，可能与石英砂型风沙沉积层位偏低，相当末次间冰期的干冷阶段，从而分布有限出露就更加稀少。为了突出其特征，将其独立分出，与老红砂型、碳酸盐型并列，其特征列入表 6。

表 6　中国海岸带风沙沉积类型及特征表

类型	环境条件和旋回特征	物质组成	沉积构造及伴生物	沙丘类型	年代依据及其他
老红砂型	以风沙沉积环境为主夹有间歇性流水和浅水湖泊-沼泽沉积，旋回性明显，已发现 30 个冷暖交替旋回	硅质碎屑沉积物，以石英砂为主，次为长石和粘土矿物，铁质组分，常夹洪积砾石层，湖泊砂砾层，冲积砂砾层，铁质壳以及土壤粘土层，硬土层	高角度前积层理只在局部见到，根管石常见，流水沉积的楔状交错层理明显，由土壤粘土层、铁质壳层构成的一级界面发育，二级界面局部可见到	低矮的丛草沙堆型为主，次为抛物线型	ESR 和热释光测年均为末次冰期阶段的产物，代表性剖面为福建平潭岛青峰，其次为雷州半岛的前山，山东“柳夼红层”剖面，辽东谢家沟剖面
石英砂型	风沙沉积与积水沼泽沉积交互更叠，旋回性明显，最多达 24 个，暖期普遍含炭质较高	风沙沉积粒度细，成熟度高，形成很好的型砂和玻璃用砂，炭质淤泥层比较普遍	高角度前积层理和低角度交错层理，二级界面常见，根管石罕见	抛物线型沙丘、新月形沙丘、丛草沙堆等	ESR 测年和少量热释光测年从末次冰期—末次间冰期，磁化率曲线对比应为末次间冰期，江西彭泽沙山，福建梧龙一山只
碳酸盐型	风沙沉积与化石土壤层或一级界面交互更叠，旋回性强，最多见 21 个	从含生物骨屑砂至完全为生物骨屑砂	沉积构造发育，上凸、楔状、槽状交错层理低角度丘间交错层理一、二、三级界面都可清晰分辨，普遍含陆生蜗牛化石，尤其是康氏中国蜗牛，更加普遍	新月形、抛物线形、纵向、横向、穹状等	^{14}C、ESR 测年为末次冰期，碳、氧稳定同位素结果亦有显示。实例：西沙群岛的石岛、福建莆田、苦鹅头、广东广沃，海南岛铜鼓岭、南北沟

四、风沙沉积的自生旋回和沉积构造

1. 自生旋回序列

任何一次风沙流的出现，都是环境转换的结果，它是在先期风沙沉积或其他环境产物的侵蚀间断面上叠加上去。它本身在发生沉积之前，也是先冲刷-侵蚀基底面。因此，任何一次风沙流沉积的底界都是侵蚀面或侵蚀间断面，在此面之上开始出现沉积产物，早期的产物只是在地表最大受阻位落下沙子，形成沙堆，并无沉积构造，但随着沙堆的扩大和加高，增大了沉积速率，并顺盛行风方向出现前积层理，这便是一个个沙丘。沉积作用的持续进行，使一个个沙丘不断迁移、加高，直到超过休止角（35°），便发生滑塌、削顶，使沉积作用集中在沙丘间区域，前积层理的倾角也就迅速变小，以致于远观犹如水平层理。当这种丘间沉积物加高到被削平的沙丘顶部时，在沙丘部位就形成一个顺风上爬的不等时面，而且与下伏的高角度前积层理有一个 30°左右的交切，形似不整合面，剖面上看起来很不和谐，但这个面却是风沙流沉积自生旋回中的一个重要相素，也是风成沉积的特定标志物，特别是前积层理角度只有十几度时，它对环境判别的标志性意义就会更大，不致于同滨海或其他环境产物相混淆。教科书上把丘间沉积视为侧向加积，作者等曾将其分为风沙沉积的两个亚环境，即沙丘沉积环境和丘间沉积环境。实际上这种划分是多余的，只有一个风成环境，关键在于风沙流沉积的时间长短和携沙量的多少。如果时间长或携沙量多，堆积速

率快，就能产生出完整的自生沉积旋回，如果一次风沙流沉积期短，或携沙量少，堆积速率低，就只能形成沙堆沉积产物或者是低矮沙丘沉积产物。明确这一沉积规律，在野外判别不同期次风沙沉积的环境、作用过程，以及自生旋回相素的完整程度十分有益。沙堆型沉积常常出现在老红砂序列的顶部，单一被侵蚀面分割的沙丘型沉积旋回，在碳酸盐型序列的顶部非常普遍，几百米范围内，可以见到十多次风沙活动形成的产物，一个个单一沙丘旋回互相交切，不识者会把不同方位的前积层与侵蚀面组合成一个连续的具有大型交错层理的层系组。因此，遇到此类序列，要仔细判别，尤其是要注意那些交切角度小的序列。

综合上述，风沙沉积的自生旋回序列可分三类，一类是单一沙堆型，是一种坟丘状的风沙沉积，无沉积构造；第二类是单一沙丘型不完整序列，可以有不同的沙丘类型，和不同的前积层理；第三类是完整旋回，是从沙丘—沙丘与丘间结合面—丘间。

2. 沉积构造

到过沙漠区的人，一提起沙丘，自然就想到那些几十米，甚至上百米的像小山一样的大沙丘，也可叫砂质丘陵，虽然它的外表只有一个丘顶和一个滑动面，但与这里说的沙丘不同，因为它是某个历史时期至今多次风沙流活动的复合沙丘体，若切出一个剖面，会发现若干个风沙自生旋回序列，也会有完整的自生旋回，表面的丘顶和滑动面是最新风沙流的产物。这里所说的沉积构造，是要阐述单一沙丘的沉积构造。

沙丘内部的沉积构造取决于沙丘的类型，海岸带晚第四纪风沙沉积中的沙丘类型有新月形沙丘、抛物线形沙丘、横向沙丘、纵向沙丘（也叫金字塔形沙丘或塞夫沙丘）、穹形沙丘，至于大沙漠中的星形沙丘、反向沙丘则从未见到。

新月形沙丘平面形态呈弯月形，弯月最大突出位迎着盛行风方向，宽度和高度最大，向两翼逐渐变得狭窄、低矮，直到尖灭。新月形沙丘内部的交错层理，主要是大型板状交错层理和槽状交错层理。在最高部位平行盛行风向的切面中，两翼交错层理倾向不同，呈上凸形交切，是风成沉积的特定沉积构造特征，是流水沉积中所没有的。前积层的倾角在突出位大，两翼小。

抛物线形沙丘，平面形态与新月形沙丘相同，只是盛行风方向相反，弯角迎着盛行风方向，其他特征与新月形沙丘相似，亦是以大型板状、槽状、上凸交错层理为主，最高位的顺盛行风方向切面，会发现前积层理倾向相背，但层系厚度、倾斜角度和延伸状况不对称，上凸明显，而且互相交切。前积层倾角总体可以接近休止角，而内部有许多低缓层系，相互交错，表明沉积过程中，次一级的变向风，滑塌时有发生。

横向沙丘的平面形态接近平直，其长度方向与盛行风向垂直，是新月形或抛物线形沙丘的过渡类型或者说是不完善型，只要两翼出现弯角，就成为新月形或抛物线形沙丘。因此，它的前积层理也是以大型板状交错层理为主，但是由于顺盛行风向的一面缓于背盛行风方向的一坡，所以在顺盛行风方向的剖面上，可以看到一边陡一边缓，从顶部缓到底部陡的披盖形交错层理，也可称为帚状交错层理，是区别于其他沙丘类型的最佳标志，野外只要见到这种切面，可以立即确认。

纵向沙丘呈长条形，长度方向与盛行风方向一致，是盛行风方向强烈而集中造成的。因此，也是判别盛行风方向最可靠的沙丘类型。在垂直盛行风方向的切面上，可以看到两组交叉的交错层理，呈人字形结合，常常表现出一边缓，一边稍陡，最大倾角一般均小于 20°，远观像金字塔格，又叫金字塔形沙丘，由于是 Seif 最先研究，又称塞夫沙丘。

穹状沙丘，平面形态呈穹状，长宽差别不大，近似圆形，规模小，似乎是沙丘群中由于盛行风向受阻，由局部旋转风造成的，前积层理倾角比其他类型要小，倾向围绕四周变化，难以判别盛行风方向，以板状、上凸形交叉板状交错层理为特征。

沉积构造是判断环境条件的重要标志之一，风成沉积物的沉积构造具有独特的特征，沙丘沉积物以单向高角度交错层理为特征，在形态上有大型槽状交错层理，纵切面呈单向倾斜，下端微微收敛，细层厚度常有变化，一般在几厘米至几十厘米，倾角从 20°～35°，横切面呈槽状交切，槽宽从几十厘米至几米，槽形的轴向的倾斜方向代表盛行风方向。帚状交错层理，横切面上，层系界面呈披盖形向上凸起，顶部平缓，倾角显著变小，一般不及 10°，而层系界面前缘，则呈弧面倾斜，倾角 30°左右，并切割下伏层系。大型板状交错层理在纵切面上呈单斜薄板状，横切面上大致平行，细层与层系界面呈微微上凸的曲面，逆盛行风向收敛，顺盛行风向撒开，从而也能成为判别盛行风方向的一种标志。塞夫沙丘层理是风成沉积物所特有的一种交错层理类型。横剖面上呈人或入字形，相背倾斜，倾斜角度大者总是上覆层系，细层与层系大体平行。丘间沉积物以低角度顺盛行风向上爬的交错层理为特征，常夹有较粗粒级的滞留沉积的细层。丘间沉积物与沙丘沉积物间的结合面，是风沙沉积自生旋回序列最具特征的一种相素，只要有它的出现，那么就会有完整的自生旋回序列。由于丘间顺风上爬，细层依次爬升叠加，尽管角度很小，但总体上仍呈锯齿状，而且是一个不等时面，因为它超覆了不同的前积细层。

风成波痕也是风沙沉积序列中的一种典型的沉积构造，对环境条件判别极为重要，在主体风沙流沉积期间，不会出现波纹构造，只有存在着间歇，次一级微风作用时，才会留下波纹构造。因此，它总是出现在削顶的沙丘面或丘间沉积顶面上，可作为主盛行风向停滞的一种标志。风成波纹构造的特点是波长大，波高低，波脊大多为直线形，波痕指数均大于 10。

风成沉积中的变形构造，是一种沉积期后非构造成因的形变，一般范围很小，多发生在丘间沉积中，是由于气候从干冷转为湿暖，大气降水后局部饱和渗滤受阻，使局部沙体移动而变形，多为不规则下陷，且只在一、二个层系中造成变形。

此外，风成沉积中可以有生痕化石甚至脊椎动物、哺乳动物，骨骼化石出现。因为风力停滞后，动物走过或爬过留下的印痕或死亡的动物被埋藏后，都可以留下记录。

五、风沙沉积序列的组合特征

不同类型的风沙沉积序列，其组合特征有着明显的不同。老红砂型剖面序列中，风沙沉积主要与土壤层、土壤粘土层交互更叠，但局部亦见到河流沉积、洪泛沉积或湖泊沉积的分隔层。有时候，不同期次的风沙沉积，被铁质壳层或铁锰质壳层所分隔，显示出环境转换快而环境类型多。此类序列中的土壤层或土壤化粘土层，一般成土化作用比较弱，土壤分层不明显，土壤层中伴生物罕见。只有个别厚大的土壤层，出现淋溶、淀积，使土壤层总体色调改变，一些顺裂隙或孔隙淋溶淀积的水云母条带、团块状集合体，色调灰浅、斑杂其中，与总体砖红色的土壤层形成鲜明的反差，有时也出现零星的根管石，甚至有铁质根管石。河流沉积和洪泛沉积都是单旋回层，属间歇性顺坡漫流和快速洪泛堆积。湖泊沉积厚度不大，一般在几十厘米至 1 m，属于局部积水淤积，有时即为厚 1 cm 左右的铁质、铁锰质胶体沉积，具有葡萄状、瘤状构造特征，是积水后由于强氧化条件下快速干出，形成氢氧化铁絮凝胶沉淀下来。

石英砂型风沙沉积序列都是富含有机质和腐殖质的淤泥层与风沙沉积交互更叠，风沙沉积层厚的序列，这些淤泥层厚度亦大，而风沙沉积层薄的剖面上，黑色淤泥层只有几毫米，甚至只有一条黑线体，这是风沙流末端沉积剖面的特征。在这种末端环境里，每一次风沙流持续的时间很长，可是携沙量也寥寥无几，最后只能是薄薄的一层，也不显示沉积构造。同样，一次风沙流活动停滞后，在这样薄的砂层上发生的成土化作用和淤积作用，也十分微弱，层是那么薄，但它们与主沉积区的旋回次数、交替更叠的特征却是相同的，其气候变化和环境转换的意义和重要性也是相同的，野外调查研究中，切不可轻视这类剖面。有时候从这类剖面序列中查数出的冷暖旋回数目，常常能成为检验主体剖面冷暖旋回数目是否相符的重要依据。这些黑色、锈黑色、褐色淤泥层，无论厚薄如何不同，都含有一定的炭质，有时可成为泥炭层，富含植物根系，但不宜用作^{14}C年代测定材料。因为它们处于开放系统，能够多次与大气和降水发生交换，新碳污染严重，年代值呈指数性下降，以这种年代值论述剖面，很容易造成不符合客观实际的混乱。

碳酸盐型风沙沉积序列，都是风沙沉积与化石土壤层交互更叠，几乎每一个化石土壤层中都能找到不同种属的陆生蜗牛化石，植物根化石、根管石更加普遍，有时候土壤分层现象明显，渗滤带出现团粒状板结，底部还有灰质壳淀积层。对于这些不同序列的组合特征、土壤分层，伴生物特点，可从下述特征和实例中得以了解。

六、风沙序列的总体特征

风沙沉积序列的总体基本特征，作者虽早已报道，为使其内容完善、系统，也能促使读者对风沙沉积序列的全面认识和深化，特将已总结出的特征叙述如下：

1. 空间分布上的带状性

海岸风沙-土壤层交互更叠序列是海岸带比较有特征的事件沉积序列，但并非普遍存在于海岸，它受控于风沙流的活动带和沉积环境条件。

在时间上，风沙流活动最频繁的时期是末次冰期阶段，从海岸带已知序列的旋回数统计看，末次冰期6万年时限，可出现30余个风沙沉积层，年均2000 a左右出现一次风沙流活动事件。风沙沉积层之间的土壤层、间断面或洪泛层，都代表着风沙流事件的间歇期，其出现频率与之相若。

在空间上，风沙-土壤层沉积序列都位于北或北东方向开阔、南及西南方向低洼的区域，显示出风沙流受控于东北季风，呈宽带状延伸。同时，物源明显受纬度带的控制。北纬27°且有阻风体以北的区域，均为老红砂型，而以南区域则类型多样，由于晚更新世早期碳酸盐型风暴沉积的广泛分布而导致末次冰期碳酸盐型风沙沉积的出现。局部混合岩化变粒岩的发育和成熟度的提高，形成少量石英砂型沉积。

整个中国海岸带上，可以明显分出4个风沙沉积区，其轴向均为北东—南西向，末端都有风尘沉积区相匹配。

2. 类型上的多样性

海岸风沙-土壤层序列的多样性，不仅表现在物质组成上，而且也反映在序列的特征上。从组成物来看，可分为三类，其一是陆源碎屑沉积型，在大陆海岸带以来源于燕山期花岗岩的风化产物为主，在台湾海岸带则与中新生代海相沉积地层的风化物有关；其二是局部因物源成熟度提高，形成纯度较高的石英砂型；第三类是碳酸盐沉积型，其物质组成以生物骨屑砂为主，出现在北纬27°以南的海岸带和岛屿区。不同类型风沙沉积序列中的土壤层

性质亦有明显的差别，陆源碎屑型（老红砂型），以土壤粘土层为特征，常可见铁质壳、薄膜或条带，石英普遍有氧化铁质薄膜，使整个土壤层呈现锈黄色，亦可见淋溶的水云母斑块，形成泪滴状红土层。石英砂型序列中的土壤层，全为黑色炭质淤泥，甚至泥炭层或者是铁质淤泥层。碳酸盐型序列中的土壤层，则以富含陆生蜗牛化石和根化石为特征。此外，碳酸盐型序列的顶部，常常出现风沙沉积层与间断面交互更叠的序列，有的多达 10 余个旋回，是干冷与湿暖气候频繁转换时期的一种标志。

3. 序列上的旋回性

已知海岸风成沉积序列，无论其类型和特征如何不同，代表干冷气候阶段的风沙沉积层与代表湿暖气候阶段的土壤层、洪泛层、间断面、铁质壳层、铁锰氧化层等产物，总是相互交替更叠地出现，呈现出一种旋回式的变化。虽然目前还未能准确标定出每一个旋回的时限，但是，磁化率和其他古地磁参数、地球化学参数等的综合曲线剖面，已能够与晚第四纪冰岩心序列和深海地层剖面相对比，随着年代学研究的深入，此类旋回性序列成为高分辨率事件地层学剖面范例的可能性是存在的。

4. 风沙沉积的有序性

无论何种类型的风沙沉积，其完整的相序总是由底侵蚀面往上，依次为沙丘沉积，具有高角度前积层理，可出现新月形、抛物线形、横向、纵向、穹状、沙堆等多种多样的沙丘类型，二级序次界面（是丘间与沙丘之间的一个不等时界面，呈不平整的锯齿状，由丘间顺风上爬沉积所造成，酷似不整面），丘间沉积（具有低角度交错层理，易被误认为是水平层，实际上是一些顺风上爬的低缓槽状交错层理层，因角度小而在局部看呈近似直线状，细层之间都是相互切割的关系，而不是相互平行）。再上为分隔另一期风沙沉积或其他沉积产物的侵蚀间断面。这一完整有序的沉积相序，是风成沉积所特有，上下有着确定的关系，也是风沙沉积的基本模式，无论在现在沙漠或古代风沙沉积中都是适用的。

5. 盛行风向的恒定性

风沙沉积是风沙流活动的最终产物，任何时代的风沙流都是一股股强势空气流的流动，将干燥地面松散无粘滞力的砂粒起动形成的风沙流，具有定向性和带状性。因此，其盛行风向是恒定的。末次冰期期间，北半球优势风向是东北季风，由于受其他风系的影响，一次次风沙沉积的盛行风向都有所变化，变化的幅度几乎超过 90°。从海岸带十多个剖面上残留在不同时期的沙丘来看，所测得的比较可靠的盛行风方向，主要变化在 N20°E～N60°E 之间，个别风沙沉积层的盛行风方向可达到 N80°E 和 N10°～20°W。可以预料，如果把每一个风沙沉积层的盛行风向和年代确定后，人们对东亚季风风系变化的认识，无疑会更加深入和准确，末次冰期期间气候演化基本规律和制约机制，或许就能达到真正的模式化。

6. 与风尘沉积的匹配性

末次冰期阶段的风沙沉积，与同时限的内陆风尘沉积是在同一气候格局下形成的，但其作用机制却完全不同（表 7a）

风沙沉积形成的过程中，亦可出现风尘沉积，多出现在风沙流运动的末端，组成物与风沙沉积大致相若，惟在粒度上变细，从粗粉砂至粘土级，与内陆马兰黄土明显不同（表 7b），有时可见到交错层理构造。

7. 伴生物的一致性

无论陆源碎屑型或碳酸盐型风沙沉积序列，其伴生物是基本一致的。这些伴生物也是

表 7a　风沙沉积与风尘沉积的比较表

类型 \ 内容	风　沙　沉　积	风　尘　沉　积
动力机制	东北季风风系	西风环流风系
搬运机制	风沙流近地表搬运、停积	空中悬浮搬运、垂向堆积
物源特征	近源，粒度可达细一中砂级	远源，细粉砂一粘土级
环境标志	沉积期与非沉积期环境标志明显	沉积期环境标志不明显，非沉积期环境标志明显
序列标志	总体序列的环境匹配清晰可辨	自生旋回序列比较单一，标志模糊
界面特征	三级序次界面明确	只有一级序次界面
伴生物	陆生蜗牛、根化石、灰质壳、斑块、变形构造、波纹构造、土壤层、淤泥层	陆生蜗牛、钙结石、斑块、土壤层脊椎动物，哺乳动物化石
空间分布	北东向带状点式分布	近东西向面状分布
地形条件	明显受地形控制	不受地形控制

表 7b　海岸风沙沉积与马兰黄土区分表

内容 \ 类别	基底	空间分布	物质组成	粒度变化	幕次性	伴生物
马兰黄土	大多为离石黄土	大范围稳定层，组成黄土高原的塬顶	物源与西部沙漠沉积和古生代变质岩密切相关，为土黄色均质黄土	以细粉砂和粘土级颗粒为主	幕次性普遍较弱，局部已发现 3 个以上的土壤层	钙结石、蜗牛
海岸风尘沉积	大多为燕山期斑状花岗岩	呈北东向带状分布，受原始低洼地形控制	主要来源于花岗岩的风化物，为类黄土，常夹褐色、红色土	粗粉砂以上的砂级颗粒常占相当比重	幕次性强，一般都有 5～7 个土壤层，常夹红土层和冲—洪积砂砾层	普遍夹有流水沉积、钙结石、根管石、蜗牛和其他动物化石

判别环境条件的重要标志。

风沙沉积序列中的主要伴生物有：根管石、灰质壳、变形构造、软体动物化石、生物扰动构造、滞留沉积层和波纹构造等等。这些伴生物除了变形构造、滞留沉积层和波纹构造外，其他一般都不会出现在风沙沉积期，而总是出现在风力活动的停滞期，或者说由冷期转变为湿暖期之后形成的。例如根管石、软体动物化石、灰质壳总是出现在土壤层中。因为在风力活动期气候干燥，弥漫的风沙流不利于生物的繁衍，只有当风力活动停止，气候转入湿暖期，伴随着降雨量的增加和成土化作用的进行，才逐渐发育了植物和在植物丛中生活的蜗牛等陆生软体动物。地下水位的上升，淀积出灰质壳。波纹构造在风沙沉积中有着特定的环境意义，它不出现在沙丘沉积层中，而是在丘间沉积层的顶部，反映风力作用强度衰减，由非盛行风所成，在某种意义上，可以认为是一种风力间歇期的标志。滞留沉积层是风力强度变换的一种标志，其形成是由于风力加强，细砂吹走留下较粗粒的沉积物。一般教科书上都认为滞留沉积多见于丘间沉积中，实际上沙丘沉积中亦不鲜见。滞留沉积层厚度较小，一般只有几厘米。变形构造的形成机制，迄今尚未得到解释，但从其出现于沙丘沉积中，似乎与沉积过程中出现降水、滑塌有关。

所有伴生物可以在一个序列里同时见到，也可能见到部分内容。有的土壤层和丘间沉积层，还可找到哺乳动物化石的遗迹，如动物足印等。

8. 层理类型的典型性

风沙沉积最具有特色的沉积特征莫过于层理类型，它也是与其他环境产物相区分的重要标志之一。教科书和以往文献中过分强调了风沙沉积的迁移、滑塌，将其视为单一沉积产物，从而认为丘间沉积只是沙丘的一种侧向加积，导致沙丘层理与丘间层理混生的误解。其实风沙沉积的两种产物，即沙丘沉积和丘间沉积，有着明显不同的特征。在形成时间上，沙丘沉积总是先于丘间沉积，换句话说，丘间沉积是上部相序，沙丘沉积是下部相序，两者有着不同的特定层理，以致成为风沙沉积相模式的基础。

沙丘沉积以高角度前积层理为特征。在现代风沙沉积物中，沙丘高角度前积层理随着风向的变换出现多向倾斜；而在古沙丘中的高角度前积层理，仅优势保留了单向盛行风向形成的交错层理。顺便指出：在北半球，优势保存的沙丘高角度前积层理，总是倾向南或西南；而南半球优势保存的沙丘高角度前积层理，倾向北或北东，迄今未见例外。这种南北半球事件沉积产物的同步性，绝不是偶然的，而是全球变化内涵的反映。随着沙丘类型的不同，前积层理的形态也有所不同，主要有：①板状交错层理，是新月形沙丘、抛物线形沙丘翼部的典型层理类型。②槽状交错层理，槽宽大小取决于沙丘的规模，沙丘高度越大，槽宽越大，反之亦然。此种类型在新月形沙丘和抛物线形沙丘的顶部，亦即弯转部位发育。③上凸交错层理，是在风沙沉积中所常见而在流水沉积物中所罕见的一种层理类型，在新月形沙丘、抛物线形沙丘、穹形沙丘的中心部位，即转折部位发育，不同层系互相呈披盖状切割，远观酷似背斜构造。④塞夫层理（金字塔形），是纵向沙丘的一种典型层理类型。在垂直风向剖面上，层系之间呈“入”形互相切割，总体上呈金字塔形，其脊线与盛行风向一致。同一时期的风沙沉积中，只要见到这种层理类型，那么对盛行风向的判别就既准确又快速。⑤帚状交错层理，呈帚状，由沙丘顶部向下撒开，是横向沙丘的典型特征。从收敛部位到撒开部位的高度，就是横向沙丘的实际高度。撒开部分往上逐渐被大型板状交错层理所取代。在任何风沙沉积区，如果出现槽状、上凸和塞夫层理，表明沙丘类型保存较好；而只有板状交错层理时，沙丘类型难以恢复，盛行风方向也就难以准确判定。

丘间沉积是在沙丘沉积达到一定高度后才开始出现，并随着沙丘的移动而上爬加积，故其层理类型比较单一，为一种顺风上爬、逆风缓斜的浅槽形交错层理。细层倾角甚小，互相叠置而被认为是水平层理。顺盛行风向追索细层就会发现，它们之间是一种上爬交切关系。

在同一期风沙沉积中，丘间低角度交错层理总是覆于高角度前积层理之上，形成一个上下很不和谐的界面，是一个非常有用的界面，称为沙丘与丘间的结合面（过去称为二级序次界面），也是风沙沉积相模式中的典型相素之一。

9. 物质组成的近源性和优势保存的单向性

风沙沉积取决于风沙流作用，而风沙流运动是一种近地表的气流，只有那些无粘滞的颗粒才会被携带而脱离地面，进入气流，其搬运距离短，组成物一般与周围基岩的成分相一致，属于近源就地取材。沉积物的粒度大小，取决于风力强度和自身的比重。对于造岩矿物（或岩屑）颗粒和生物碎屑来说，在同等强度的风力作用下，前者被风力搬运的颗粒比后者要小一些，而那些生物骨屑，尤其是有孔虫等微体化石颗粒，由于体腔孔隙大，比重小，较大的个体也能被搬运。

风沙沉积中不会出现砾石级颗粒，其层理的倾向总是单向的。例如东北季风形成的风沙沉积，总是向西南方向倾斜。末次冰期相对冷期阶段，由于东北季风风力强度大，持续

时间长，而使风沙沉积往往只能保存这种优势的记录。了解这一特征，对将今论古的比较研究是有益的。也就是说，不能根据现今沙漠环境中风沙沉积层理的多向性，作为判断风沙沉积的必要条件。

不同类型风沙沉积的存在表明，硅质碎屑沉积都来源于花岗岩。石英砂型风沙沉积之所以孤立出现，是因为混合岩化岩石分布十分局限，只在东山一带有所分布，变粒岩风化后，提供了大量石英。北纬 27°以南的地区，碳酸盐型风暴流沉积广泛分布，大量生物骨屑砂，就成为碳酸盐型风沙沉积的物质基础。

10. 序次界面的特征性

序次界面的确定与判别，是风沙沉积研究中的重要进展，也是建立风沙沉积相模式的基础。风沙沉积中的三级序次界面是风沙沉积中最具环境判别意义的界面。它们为任何风沙沉积物中所共有，特征明确，标定严格。一级界面，是任何一期风沙沉积的限定性界面，位于风沙沉积序列的底、顶部，是一个大的等时面，分布范围广，属负事件沉积作用界面，形成于风沙沉积作用前或后。在风沙沉积作用前，初始风系强度虽然亦具有搬运沙颗粒的能力，但由于环境从湿暖刚刚转为干燥，以侵蚀作用为主，产生出风沙沉积作用前的一级界面，随着干冷气候的持续，形成风沙沉积序列。当风沙沉积出现后，气候-环境条件改变，重又回到湿暖阶段，降雨量增加，在风沙沉积物表层发生成土化作用或者侵蚀作用，便产生风沙沉积作用后的一级界面。

二级界面，是分隔丘间沉积物与沙丘沉积物的一个界面或者说是丘间与沙丘间的结合面，切割了不同沙丘的顶面，是一个不等时界面，分布范围取决于丘间沉积物的规模。这一界面，远观似水平状，近看是一种间歇式局部弯曲的面。这是因为丘间沉积层顺风上爬，细层逐个向前超覆，不同层系超覆位就出现微上凸或下凹的面。在平行风向的剖面上，二级界面的上覆丘间沉积层呈低角度槽状，下伏沙丘高角度前积层理与其呈明显的不和谐关系，形似一个角度不整合面。这种特定的序列-界面关系，是判别风沙沉积的最重要而又最可靠的依据，也是其他任何环境产物所不可能出现的一种标志。这一标志无论在现代风沙沉积或古代风沙沉积中都是适用的，是一种确定的、必然的而不随机的标志。

三级界面，是一种层系界面，其规模为层系范围所限，在形态上亦受控于层系特征，因此，它是一种瞬时等时面。这种界面为平面或弯曲面，其倾斜度可从 5°～10°到休止角的各种角度。这是一种配套的界面，不具有直接判别环境的作用。

11. 控制因素的一致性

任何风沙沉积的形成，必须具备 3 个条件，也就是受 3 种主要因素所控制，无论是现代或古代风沙沉积序列都概莫能外。其一是动力因素，也就是必须有一定强度的风系作用，能够产生风沙流；其二是要有足够的、非粘滞性松散沉积物的物源；其三是要有合适的停积场所，也就是利于风沙堆积的地形条件。风沙沉积是风沙流搬运沉积，而风沙流是贴近地表的一种气流，所以总是在受阻或下切改变风速的条件下才能停积。有利的地形包括：山前平原、山前开阔地、基岩海岸滨岸带、洼地、盆地、山间谷地干涸潟湖、干湖等等。因此，同位于某种风系作用带上，并非处处可见风沙沉积。只有那些面向北和东北方向，背后又有阻挡风沙流前进的地形地貌区，才有利于风沙的停积。末次冰期中国东部东北季风带的风沙沉积，之所以呈带状、点式分布，其原因亦在于此。从海岸带风沙沉积出现的高度和分布的位置来看，风沙活动范围高度不超过 100 m。

中国海岸带末次冰期海岸风沙沉积类型多、厚度大、基底明确、序列清楚、环境标志确定、风沙沉积层总是与土壤层（或化石土壤层、土壤粘土层或炭质淤泥层或冲-洪积层和铁盘层或侵蚀间断面等）交互更叠，很好地反映了风力的活跃和衰减。不同事件沉积作用产物的相互叠加、沉积环境与平衡环境或侵蚀环境的交替变化，显然与晚第四纪多发、高频的干冷—湿暖气候环境交替变化密切相关。

七、实例

风沙沉积序列是海岸带晚第四纪分辨率最高的事件沉积产物，也是分析、判断东亚季风活动范围和规律的重要依托。同时，由于其类型多，不同类型的特征有所不同，故选择的实例较多，既代表了老红砂型、石英砂型和碳酸盐型，也代表了大陆海岸带和台湾海岸带、西沙群岛以及长江中下游的剖面特征，共选择了 5 个剖面。

（一）实例 1，为老红砂型剖面，以山东“柳夼红层”剖面为代表

1. “柳夼红层”的产出特征

“柳夼红层”分布在山东半岛东端的北侧，是山东半岛与朝鲜半岛隔海相望最近的位置，素有“天尽头”之说。这里的基岩是由燕山期黑云母斑状花岗岩构成，侵蚀破坏后，形成我国最大的基岩岬角海岸。总体地貌属于低山丘陵，山势走向为东西向，最高山峰海拔不及 300 m。次一级岬角—海湾地貌异常发育，“柳夼老红砂序列”就是被保存在这些较大海湾凹地并向山前延续的斜坡上，其出露顶板最大海拔高度不超过 60 m，不整合覆于黑云母斑状花岗岩之上。目前尚残留有两个露头区，一个位于柳夼湾的东侧，呈北东向延伸，南端宽大，东北部细长，其范围往西可波及到仙人桥村，分布面积可达 2 km^2。它的原始面积应远远大于此数，现今近滨岸线北部位的海底下，亦有红层分布。另一处位于牛青山以北的山前，礼村的西北侧，与龙眼湾相毗邻，呈北部尖细，南部宽大的葫芦形分布，顺冲沟切割出的剖面，特征明显，面积亦可达 1 km^2（图 13）。

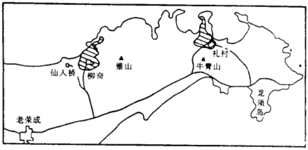


图 13　“柳夼红层”出露范围位置图

每一个露头区的原始范围，都可能比现今大得多，尤其是柳夼湾沿岸淤积砂甚丰，在一些小岛与现今岸线之间，形成连岛沙堤，与原先风沙沉积层有着密切的相关性。

2. “柳夼红层”的剖面序列

“柳夼红层”剖面序列完整，现将全新世地层一并列出，其序列如下（图 14a、14b、14c）：

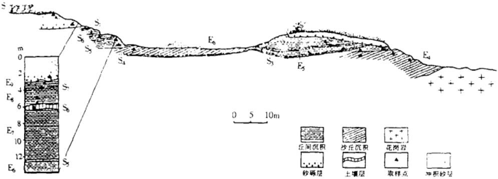


图 14a “柳夼红层”中上段剖面图

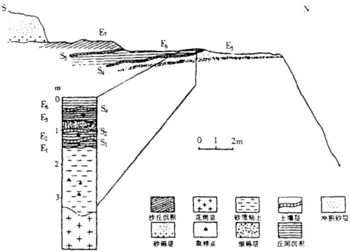


图 14b “柳夼红层”下段剖面图

全新统锥山组，由上而下可分 4 层，即

(4) 黑褐色植被根土层。腐殖质含量高，成土化强，孔隙率高，渗透性好，植物根系杂乱其中　　厚 0.3～0.5 m

(3) 褐黄—土黄色砂砾质土状层。疏松多孔，砂砾呈棱角状—次棱角状，主要为石英，次为钾长石，不显层理，是洪泛期顺坡冲淤而成　　厚 0.5～1 m

(2) 黑—铁锈色铁质壳层。致密状，是一个强氧化界面　　厚 0.01～0.02 m

(1) 褐黄—灰黄粘土质砂砾层。底部砾石较密集，砾径 0.5～2 cm，分选差，圆度低，有时具定向性，略显水平层理　　厚 0.8～1.2 m

———— 侵蚀间断面 ————

上更新统柳夼组

(18) 褐红色疏松状砂层。层理构造不清晰。具低角度交错层理，为丘间沉积，属第九期风

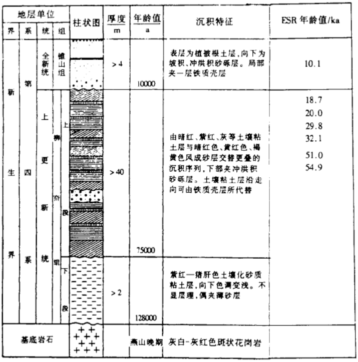


图 14c “柳夼红层”综合柱状剖面图

成沉积物，镜下观察，色调较浅，泥基支撑，颗粒碎屑分选好，次圆—浑圆状，以 0.4～0.5 mm 石英颗粒为主，次为倾斜长石和条纹长石，已发生成土化作用　　厚>1 m

（17）褐红色土壤粘土层。致密状，属第七土壤粘土层，层理构造消失。镜下观察显示，岩石为泥基支撑，颗粒量显然较风成砂层为少，长石颗粒也较少，而泥基成分中水黑云母、水白云母、高岭石及尘点状铁质物明显增多　　厚 0.06～0.08m

（16）暗红色具低角度交错层理的砂层，为丘间沉积，底部有 3 cm 厚的松散砂层，粒度相对较粗，为滞留沉积层。该层为第八期风成沉积，镜下观察表明，该期风成沉积物圆度较低，次棱角—次圆状，长石砂粒含量较低，粒度以 0.3～0.5 mm 为主　　厚 0.5 m

（15）灰—灰红色土壤粘土层。致密块状，属第六土壤粘土层　　厚 0.08 m

（14）暗红色似水平层状砂层。为第七期风成丘间沉积　　厚 1.5 m

（13）褐红色斑状—网纹状土壤粘土层。是“柳夼红层”中厚度最大、分布最广的一个土壤粘土层，含长条形、滴水状、椭圆形斑块，其中常包有碳化植物根。斑块色调呈灰白色，以水云母为主。最大斑块 10 cm×30 cm，一般在 10～20 cm 左右。为第五土壤粘土层　　厚 0.3～1.2 m

（12）褐红色砂层上部为具低角度交错层理的丘间沉积，下部为具高角度前积层理的沙丘沉积，两者之间的结合面极为明显，是本区风沙沉积中序列最完整的一期，相当第六期风沙沉积　　厚 7 m

（11）灰黄—灰绿色土壤粘土层。可为厚 2 cm 的铁质壳层所取代　　厚 0～0.2 m

（10）暗红色具低角度交错层理的砂层，为第五期风成丘间沉积　　厚 3 m

(9) 土黄色土壤粘土层及铁质壳层。局部见铁质根管石 厚 0.01～0.05 m

(8) 红黄—褐黄—褐红色砂层。上部为低角度交错层理的丘间沉积；下部为具高角度前积层理的沙丘沉积，前积层倾角 25°～30°。丘间与沙丘沉积层之间的结合面清晰。属于第四期风成沉积 厚>8 m

(7) 灰白色砂砾层。砾石成分主要为石英，砾径在 0.5～1.5 cm，分选差，棱角—次棱角状，略具定向性，使岩层显示水平层状，该层在礼村一带夹有冲积砂层 厚 0.4～1 m

(6) 红黄—褐黄色砂层。为第三期风成丘间沉积，具低角度交错层理，仅见于礼村 厚1 m

(5) 褐红色土壤粘土层。在礼村该层缺失，仅见间断面 厚 0.05 m

(4) 褐黄色砂层。是区域内厚度较大的风成沉积层之一。上部为具低角度交错层理的丘间沉积；下部为高角度前积层理的沙丘沉积，两者之间的结合面清晰 厚>3 m

(3) 紫红色—棕褐色土壤粘土层，仅见于柳夼 厚 0.05 m

(2) 棕黄—姜黄色砂层。具低角度交错层理，是"柳夼红层"中最老的风成沉积 厚>0.5 m

(1) 紫红—猪肝色土壤化砂质粘土层。夹有绿—灰绿色粘土斑块，局部色调变浅，夹有灰绿色、紫红色斑块 厚>2 m

———— 侵蚀间断面 ————

燕山期灰白、灰红色黑云母斑状花岗岩

上述柳夼组岩石地层序列中，两段岩性极为明显。2～18 为上段，1 层为下段。在这层沉积物中，除了土壤层中见有少量碳化植物根和零星泥质根管石外，未见其他任何门类的化石，孢粉含量亦甚微。局部样品的磁性地层测定表明，均为正极性时，可以认为并未超出布容极性时。

下段在区域内分布的极为零星，厚度不大，说明当时这个地区是处在一个强烈侵蚀的环境，受降雨量和地貌形态控制的冲洪积沉积物只在个别适宜的场所留下了记录，而且经受了强烈的成土化作用。上段在区域内分布亦不广泛，其原因是受限于地形、地貌条件。地形上高耸的部位，风沙流携带的沉积物难以停留，往往受阻后在低凹处停积下来，从沙堆加积增高为沙丘。当沙丘达到一定高度后，若风沙流继续活动，则出现丘间沉积，并出现两者之间的结合界面。因此，每一次风沙流活动的强度与延续时间的长短，可以从是否存在从沙丘—丘间的序列和它们的厚度作出判断。风沙流停滞后，气候-环境改变，由干冷转为湿暖，不断降雨使风沙沉积上部的结构构造改变，并不断发生成土化作用，一些灌木类植物亦开始滋生、繁衍。在没有植被发育的部位，由渗滤、溶解、淀积作用，在土壤化层中顺裂隙或溶蚀洞形成水云母集合体，并使铁质流失，色调变浅，成为斑块状土壤粘土层。新的风沙流活动期，又会在土壤粘土层的表面上，堆积新的风沙沉积层；同理，湿暖期又产生土壤层。这种由风沙沉积层与土壤化粘土层交互更叠的序列，很好地反映了干冷—湿暖气候环境交替变化的特征。充分说明，在末次冰期期间的气候变化，并非如现在这样四季分明，冬半年与夏半年的产物明显不同，而是相对于一个时限，气候干冷或湿暖。同时，这种剧烈波动的范围并不限于局部地区，而是大范围，至少在现今中低纬度至高纬度之间，都发现了这种变化，柳夼红层剖面代表着中高纬度区的记录。

3. "柳夼红层"的物质组成

"柳夼红层"剖面序列，层位和时代有所不同，成因有别，而在物质组成上却大同小异，表现出从晚更新世早期至全新世，其物源供应基本相同，都来源于燕山期斑状花岗岩的风

化破碎产物，属就地近源搬运。

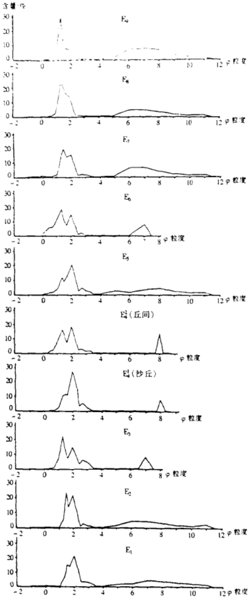
(1) 镜下特征　代表末次间冰期沉积记录的层 1 紫红—猪肝色土壤化砂质粘土层，呈泥基支撑，泥基组分由小于 0.1 mm 的石英、钾长石细粉砂的粘土矿物组成。颗粒组分的粒度变化较大，从细砂至小砾均可见及，分选差，圆度低，大多为棱角—次棱角状的石英，杂有少量微斜长石、条纹长石颗粒。颗粒组分与泥基成分之比为 1：1.5～1：2。

"柳夼红层"剖面的主体，亦即层 2 至层 18，可分为 3 种岩石类型：即风成弱固结石英砂岩、弱固结土壤粘土岩和冲洪积弱固结砂砾岩。九期风成砂岩虽然在色调、分选性、圆度和粒度参数上有所差异，但其基本岩性是一致的，均为颗粒支撑，泥基成分为含铁质的粘土和少量细粉砂。颗粒组分为石英和少量微斜长石、条纹长石，偶见绿帘石。石英颗粒明亮、干净、次棱角—次圆形。钾长石颗粒蚀变微弱，格子双晶和条纹构造清晰可辨。不同层位的土壤粘土岩，除了颗粒组分含量减少，为泥基支撑，分选性差，粘土矿物含量显著增多以外，其他特征与风成砂岩的组成是一致的。表明这些土壤粘土岩是风成期后的次生产物，是在湿暖气候条件下，既没有出现新的沉积，亦未遭受侵蚀，而在原先风成砂岩中发生成土化作用，形成土壤化层，使层理构造消失，组分改变，铁质物流失常使其色调变浅呈灰—灰红色，也常见有水云母斑块。这种从干冷期的沉积环境转变为湿暖期的平衡环境，常可形成大量植被，亦容易繁衍陆生蜗牛类，其沉积作用过程代表了一个大的间断。在风尘沉积剖面序列中出现的古土壤层，理应与这种作用相同，也就是说古土壤层之下的黄土就是母质层，对古土壤层来说，堆积速率为零，那种以为黄土序列中发育黄土或是古土壤取决于粉尘堆积速率与成壤速率的认识，显然与沉积学的观念相悖。冲洪积砂砾岩色调浅、分选差、圆度低，棱角状—次棱角状石英、长石砾石含量高，一般都在 30%以上，尤以石英砾为主。砂级组分与砾石成分一致，粘土物质相对较少。岩石亦为泥基支撑，泥基组分以细粉砂为主。剖面上部的全新世地层，由含砾砂土物质组成，矿物成分依然是以石英为主，次为微斜长石、条纹长石，分选性最差，固结度最低。

上述各种岩石类型的色调深浅取决于粘土物质的含量和铁质物的多寡。含铁质粘土物质包覆于石英、长石颗粒外缘，从而使岩石外表呈现不同深度的红色调，形成"红层"。依据各层铁质物含量及其呈尘点状、云雾状和不规则粒状特征看，这些铁质物应属在湿暖气候条件下，由于黑云母、角闪石、绿泥石、磁铁矿等铁镁硅酸盐矿物分解析出二价铁经氧化作用而成，产生出许多细小的纤铁矿、针铁矿。对于这种矿物分解——氧化作用形成的时间，可作两种解释。其一是于沉积期前，在物源区铁镁硅酸盐矿物已经分解并氧化成针铁矿和纤铁矿，是直接被搬运的沉积记录；其二是这些铁镁硅酸盐矿物被搬运沉积后，在外动力作用下，于不同时期形成，是不同成土化作用阶段的产物。不同层中铁质物含量不一，产出状态不同，反映的色调深浅也有所差异，而且同一期风成沉积物中铁质物含量亦颇不均匀，土壤粘土层色调变浅，则下伏风成沉积色调反而加深，都表明这些铁质物主要是在沉积期后原地成土化作用下形成的。风沙沉积时一般很少停积粉尘，即使粘有铁质，亦是甚微。

(2) 粒度特征　在"柳夼红层"出露区共采集 49 个粒度分析样，为便于比较又采集了礼村海滩样 1 个，牟平云溪全新世新月型沙丘样 2 个。

全新世沙土层的平均粒径为 3.247ϕ，分选系数 2.709，分选性差。从其粒度与含量相关图（图 15a）可以看出，其优势粒级跨度范围大，呈多峰态。九期风成砂沉积的中值粒径为



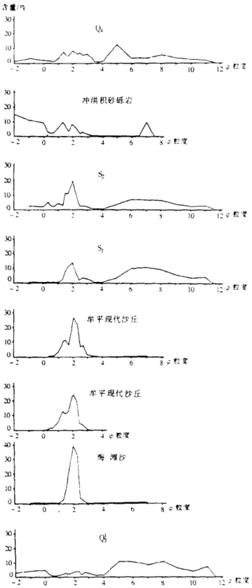


图 15a “柳夼红层”九期风成沉积物粒度、含量相关图

图 15b “柳夼红层”中土壤粘土层及某些沉积物粒度、含量相关图

1.353～1.874ϕ，平均粒径变化较大，从 1.363～3.109ϕ，分选系数从 0.946～2.602，分选中等到差。在粒度与含量相关图上（图 15b），每一期风成砂都具有多峰态的特征，其主峰态在 1～3ϕ 之间，而以 1～2ϕ 为主。其中 E_1、E_2、E_5、E_7、E_8 和 E_9 表现出有 4～11ϕ 的范围区，而 E_3、E_4、E_6 则仅在 7ϕ 或 8ϕ 的位置出现小的孤峰区。这一粒度特征反映了原始沉

积时的风力方向并不是单一的，或者说既有东北风，也有西南风的粒度存在。每一期风沙沉积的风力强度亦有所不同，凡是拖有细粒尾巴的风成沉积期，其风力强度相对较弱，而 E_3、E_4 和 E_6 期风力强度较大，粗于 1ϕ 的颗粒相对增多，细粒及尘埃极少，与宏观所见的较大厚度亦是一致的。

每一个土壤粘土层，其优势粒级与其下伏风成沉积是基本一致的，只是成土化作用使其细粒组分含量显著增高。末次间冰期沉积的土壤化砂质粘土层、冲洪积砂砾层的粒度特征与风成沉积或土壤粘土层则有明显的不同，没有明显的优势粒级，粒度变化范围跨度大，出现较多的砾石级组分。图 15b 还反映了两个牟平现代沙丘砂的粒度特征，优势粒级变化在 $1\sim3\phi$，具有双峰态，主风方向砂的优势粒级在 2ϕ，而次风方向的优势粒级在 1ϕ，显然是滞留粗化所致，其与"柳夼红层"中的风成沉积极为相似。现代海滩砂则表现为单峰，粒级变化范围小，分选好、圆度高，特征与上述沉积物明显不同。

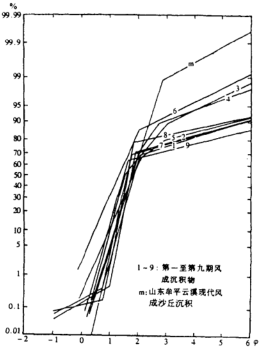


图 16 "柳夼红层"九期风成沉积物的概率累积曲线图

将不同期次风沙沉积物的概率累积曲线绘于图 16，可见大多由跳跃和悬浮两种组分构成，其中跳跃组分在 60%以上，悬浮组分在 35%以下，跳跃组分的斜度大。牟平云溪现代风成砂的跳跃组分在 95%以上，更为典型。习惯认为，风成沉积砂分选好、圆度高，并常以此来作为判断是否为风成成因的一种标志。实际上并非如此，风成沉积砂也不都分选好，"柳夼红层"即是一例，这些风成砂有的分选好，有的分选较差，圆度也比较低。粒度分布、分选性和圆度受控于搬运介质的强度、搬运距离和迁移变化过程的复杂程度。在大沙漠环境，风力作用强，搬运距离大，迁移摆动变化大，原始沉积物又久经风化磨蚀，常具有很好的分选性和较高的圆度。而对于局部风沙沉积来说，都是近源短距离搬运，迁移变化小，一般分选差、圆度低，而那些物源来自海滩砂的风沙沉积，又会显示出分选好、圆度高的特征。因此，粒度特征不应该是判别是否为风成的标志，关键的因素是环境标志，诸如不同环境的层理类型、界面组合特征及其伴生物。

(3) 粘土矿物特征　对"柳夼红层"剖面序列里各层的粘土矿物进行了 X 衍射定量分析，除末次间冰期土壤化砂质粘土岩中含有极少量蒙脱石外，余皆为伊利石、高岭石、绿泥石组合，以其相对含量做出垂向层序上的变化曲线，其环境标志性非常明显，表现在：①伊利石与高岭石两条曲线几乎呈对称形，显示出反相关的变化关系，也就是说伊利石低含量总是与高岭石高含量相对应，而又共同对应于相对湿暖期，反之则与相对干冷期相对应。②绿泥石的低含量区多与高岭石的高含量区相对应，而又处于相对湿暖期。③绿泥石与高

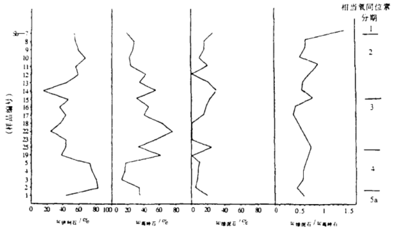


图 17 “柳夼红层”粘土矿物含量曲线图

岭石的比值曲线，对气候期亦有一定的相关性，暖期比值高，冷期比值低（图 17）。依据这种大致的对应关系，可粗略地与氧同位素期来进行对应，作为划分气候期的基础。

（4）磁化率特征　磁化率是重要的磁参数之一，对环境判别的标志性意义，越来越引起人们的注意。“柳夼红层”剖面序列，已被各种天然和人为因素严重破坏，无法连续选取系统样品进行磁化率测定。然而，现有剖面序列断续性样品磁化率测定结果表明，总体磁化率值变化在 10^{-2}～10^{-5}SI 之间。数值高低与铁磁性矿物含量存在着明显的相关性，对气候环境判别的标志意义明显。

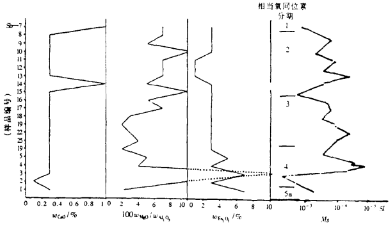


图 18 “柳夼红层”中 CaO、Fe_2O_3 含量及 $w(MgO)/w(Al_2O_3)\times100=M$ 和 Ms 曲线图

（5）其他特征　“柳夼红层”剖面序列里各层沉积物的光谱半定量测定表明（表 8），痕量元素和氧化钙、氧化铁等的含量与环境条件的相关性不明显，而 $w(MgO)/w(Al_2O_3)\times100=M$ 值（张仕三，1984，1989），则与环境-气候条件有一定的相关性。所有 M 值均大于 1，而相对高者与高岭石低值一致，代表着相对冷期；相对值低者与高岭石高值相对应，代表

着相对的暖期（图18）。元素地球化学变化与粘土矿物含量相关性研究，只是一种非常粗略的试验和探索。随着冷暖期变化，外动力条件会明显不同，必然导致矿物分解和元素迁移富集过程的差异变化，在硅质碎屑沉积物中探索其变化规律或许能为判断气候-环境条件提供依据。

表8　光谱分析结果表

样号	分析结果（w_B/%）															$w(MgO)/w(Al_2O_3)$
	Ba	B	Pb	Ti	Mn	Ni	V	Cu	Zn	Mo	P_2O_5	Fe_2O_3	CaO	MgO	Al_2O_3	
94L-1	0.07	0.003	0.005	0.7	0.07	0.003	0.01	0.01	0.005	0.001	<0.1	7	0.3	0.3	15	2
94L-2	0.07	0.003	0.003	0.07	0.05	0.003	0.01	0.01	0.005	0.001	<0.1	5	0.3	1	15	6.7
94L-3	0.1	0.003	0.003	0.5	0.05	0.003	0.007	0.01	0.005	0.001	<0.1		0.1	0.7	7	10
94L-4	0.07	0.005	0.005	0.7	0.3	0.007	0.01	0.01	0.005	0.0003	<0.1	7	0.3	3	15	20
94L-5	0.07	<0.001	0.003	0.5	0.05	0.001	0.007	0.01	0.003	0.001	<0.1	3	0.3	0.3	7	4.3
94L-6	0.1	<0.001	0.003	0.5	0.05	0.003	0.007	0.01	0.005	0.0003	<0.1	5	0.3	0.7	13	5.4
94L-7	0.1	<0.001	0.007	0.5	0.01	0.001	0.007	0.001	0.003	0.0003	<0.1	5	0.5	0.3	13	2.3
94L-8	0.1	<0.001	0.003	0.5	0.01	0.001	0.005	0.007	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	13	2.3
94L-9	0.1	<0.001	0.003	0.5	0.01	0.001	0.005	0.007	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	13	2.3
94L-10	0.3	<0.001	0.003	0.3	0.01	0.001	0.003	0.007	0.001	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	13	2.3
94L-11	0.1	<0.001	0.003	0.3	0.01	0.001	0.003	0.007	0.001	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	10	3
94L-12	0.1	<0.001	0.003	0.3	0.01	0.001	0.003	0.007	0.001	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	7	4.3
94L-13	0.1	<0.001	0.003	0.3	0.03	0.001	0.005	0.01	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.3	10	3
94L-14	0.1	<0.001	0.003	0.07	0.03	0.001	0.005	0.01	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.7	10	7
94L-15	0.1	<0.001	0.001	0.5	0.03	0.001	0.005	0.007	0.003	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	13	5.4
94L-16	0.07	<0.001	0.001	0.1	0.03	0.001	0.005	0.007	0.001	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	7	10
94L-17	0.07	0.001	0.003	0.07	0.03	0.001	0.005	0.007	0.005	0.0003	<0.1	3	0.1	0.7	10	7
94L-18	0.07	<0.001	0.003	0.07	0.03	0.001	0.003	0.005	0.005	0.0003	<0.1	3	1	0.7	7	10
94L-19	0.3	0.005	0.003	0.07	0.03	0.001	0.005	0.003	0.003	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	13	5.4
94L-20	0.3	<0.001	0.003	0.1	0.03	0.001	0.003	0.003	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.5	7	10
94L-21	0.3	<0.001	0.003	0.07	0.01	0.001	0.003	0.003	0.003	0.0001	<0.1	1	0.3	0.5	7	7.1
94L-22	0.07	<0.001	0.003	0.07	0.01	0.001	0.003	0.003	0.003	0.0001	<0.1	1	0.3	0.5	7	7.1
94L-23	0.07	0.001	0.003	0.07	0.01	0.001	0.003	0.003	0.007	0.0001	<0.1	1	0.3	0.7	7	7.1
94L-24	0.07	0.005	0.003	0.1	0.03	0.003	0.003	0.005	0.007	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	7	10
94L-25	0.07	0.003	0.003	0.1	0.02	0.003	0.003	0.005	0.005	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	7	10
94L-26	0.07	0.005	0.003	0.1	0.03	0.003	0.005	0.005	0.007	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	13	5.4
94L-27	0.07	<0.001	0.003	0.3	0.01	0.003	0.005	0.005	0.005	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	10	7
94L-28	0.1	<0.001	0.005	0.3	0.03	0.003	0.005	0.005	0.003	0.0003	<0.1	3	0.3	0.7	7	10
94L-29	0.1	<0.001	0.003	0.3	0.03	0.003	0.005	0.005	0.003	0.0003	<0.1	3	1	0.7	10	7
94L-30		<0.001	0.003	0.3	0.03	0.001	0.003	0.005	0.003	0.0003	<0.1	3	1	0.7	10	7
94L-31	0.07	<0.001	0.003	0.3	0.03	0.001	0.003	0.003	0.003	0.0001	<0.1	3	0.3	0.5	7	7.1

4. “柳夼红层”属风成的依据

沉积物是在一定环境条件下，沉积作用过程的产物，其沉积构造、沉积序列和其他沉积学参数是判断沉积作用环境及其性质的重要标志。“柳夼红层”中可以据之判断环境条件的标志有特定的沉积构造、序次界面、沉积序列、成土化作用及某些伴生沉积物等。

（1）沉积构造标志　“柳夼红层”中最典型的沉积构造是沙丘沉积物中的高角度前积层理和丘间沉积物中的低角度交错层理。单向交错层理类型比较单一，均为大型板状交错

层理，在横切面上，细层大致平行；在纵切面上呈单斜薄板状，细层界面与层系界面一致，且比较平直，细层厚一般在 1～2 cm，最厚亦不过 3～4 cm，倾向南西，倾角多在 20°～25°，最大可达 30°。在这些板状交错层理中，常见到一些颗粒较粗、色调较深的滞留沉积细层，厚在 2～3 cm，显示出风力活动的强度时有变换。"柳夼红层"中未见大型槽状交错层理和上凸交错层理，亦未曾找到一处足以能判断出沙丘类型的露头。然而并不意味着原始沉积时就不存在，而是受限于保存露头的范围太小。丘间沉积物中的低角度交错层理，具有明显顺风上爬加积和逆风缓斜呈极浅槽状层系的特征。细层厚 1～3 cm，界面平整，常可见较多的滞留沉积细层。"柳夼红层"中保存的丘间沉积物，无论厚度和范围远比沙丘沉积物的厚度和范围要大。根据沙丘和丘间沉积物的厚度是沙丘和丘间宽度的函数的关系来判断，丘间沉积物厚度在 3 m 以上，丘间带的宽度至少有几十米，表明沙丘的规模在这样一个小范围内，还是十分可观的。

这些高角度前积层理和低角度交错层理的出现，是典型风成作用环境的标志（也是任何流水作用所不能形成的沉积构造）。

（2）沉积序列标志　"柳夼红层"的 9 期风成沉积中，大致可分出 3 种序列类型：即完整序列型、上部序列型和下部序列型。风成沉积环境中存在着两个次一级的沉积区，也就是亚环境：沙丘沉积亚环境和丘间沉积亚环境。两者的沉积构造明显不同，沙丘亚环境以板状、槽状、上凸状层理为特征，两者之间被一个二级界面所分隔，而丘间沉积物总是覆于沙丘沉积物之上。这种沉积序列的底界为侵蚀间断面，或者是在前期风成沉积后的稳定阶段，风力停滞，沉积物受到外动力作用改造，产生出土壤层并发育植被，也可以是其他环境的产物。序列的主体为风力活动期的产物，也就是风成作用营造出的从沙丘沉积—二级界面—丘间沉积序列。序列的上界面与下界面相同，是又一个风力活动停滞期的产物，或为侵蚀间断面，或为土壤层，或为其他环境的产物。因此，风成沉积的完整序列，就是上下两个侵蚀间断面限定的沙丘沉积—结合面（又称二级界面）—丘间沉积的序列。而不完整的序列，就是上下两个侵蚀间断面之间，只保留有丘间沉积或沙丘沉积。这种特定的沉积序列，在"柳夼红层"9 期风成沉积中无一例外，证明是风成成因的最主要标志之一，也是区别于其他沉积产物的关键所在。

（3）界面标志　风成沉积物中存在着三级序次界面。沙丘或丘间沉积物中的层系界面是第三级界面，是风成沉积建设时期形成的等时面。丘间与沙丘之间的界面，是一种相结合面，它是当沙丘移动，丘间沉积物上爬加积形成的一个不等时面，又称为第二级界面，也是风成沉积相模式中的基本相素之一。这个界面上下产状不和谐，界面之上为具似水平层理的丘间沉积物，而界面之下为具有高角度前积层理的沙丘沉积物，在古风成沉积层序中，易被误认为不整合。在"柳夼红层"中，凡是完整序列型风成沉积中均可见到清晰的二级界面。

第一级界面是切割风成沉积的间断面。在"柳夼红层"剖面中有 8 个一级界面，其中一个由冲洪积砂砾层组成，7 个是由土壤粘土层或铁质壳构成。这些一级界面的产生，都是因气候变化引起的环境改变造成的。当气候由干燥变为湿暖，风力活动停滞，降雨量增加，表层沉积发生土壤化，并开始生长植物；或者是在表层沉积物中遭受侵蚀淋溶，使铁质聚集形成薄壳；或在暴雨期，阵发性洪水顺坡倾泻，形成砂砾层，切割了原先形成的风成沉积。"柳夼红层"中的土壤粘土层，厚度一般都在 20～30 cm，局部可达 1 m 余，多发生在

丘间沉积物中，使原先的低角度交错层理构造消失，碎屑颗粒明显减少，长石类和含铁镁硅酸盐矿物被分解，形成大量粘土矿物、水云母和铁质物，往往使红色土壤粘土层的色调深于风成砂层，这些土壤粘土层呈波状起伏，起伏程度取决于原始沙丘的高度，出露高、低点的高差一般小于 5 m。土壤粘土层中除少量植物根须外，未见其他生物遗迹，可能与当时气候炎热、物源为花岗岩、贫含有机质有关，不利于蜗牛类和植被发育。

（4）其他标志　“柳夼红层”的土壤粘土层中还偶尔见到根管石，呈锈黄色，直径 1～2 cm，长 10～30 cm，一端粗，一端细。横切面为同心圆状，由核部向外一般可分为三层：内核为根化石，残留有根管纤维束状构造，外缘见有根管石中常见的乳头状构造；中间为铁质根外套，宽 0.5～1 mm，由铁质胶结粘土及砂粒组成；外层为铁染粘土质砂层，含较多水云母。这些根管石均出现在土壤粘土层的顶部。部分植物根在土壤粘土层中杂乱分布，斜穿层理，沿根周围淋溶、淀积出大量水云母，致使颜色变浅，形成灰白—灰绿色斑块，植物根多发生碳化。

（5）古风向判别　“柳夼红层”中 8 个一级界面分隔出的 9 期风成沉积物，无论在色调、粒度、成分、前积层理产状和沉积序列上都有一定的变化，但盛行风向却都是东北风，每一期的盛行风向恒定。由于没有保存足以判断沙丘类型的标志和缺乏槽状交错层理，各期风成沉积物的盛行风向是根据大型板状交错层理的前积层理予以判断的。有些期次的盛行风向变化显而易见，例如第二期风成沉积的盛行风向为北 35°东；而第四期为北 20°东；第五期为北 80°东，偏离较大；第六期为北 30°东。其他期次未见下部序列沉积，盛行风方向未能确定。从盛行风向的变化可以看出，现今黄、渤海海域的位置，在末次冰期的相对冷期，其东北季风风向并不是恒定的，而是时有变化，有时变化幅度还是比较大的。

综上所述，“柳夼红层”的主体属于风成成因是显而易见的，这对认识我国北方末次冰期期间的气候变化和环境条件是有益的。

5.“柳夼红层”的时序（以表 9 予以概括）

（二）福建东山梧龙、陈城剖面

福建梧龙砂矿是中国海岸带上最大的石英砂矿，剖面完整，序列清楚，位于福建东山岛上（图 19），陈城剖面位于其南，亦为大型矿床，分别叙述如下：



图 19　福建东山梧龙—陈城剖面位置图

表 9 “柳夼红层”风成沉积序列特征及气候期划分表

层位	出露情况	沉积特征	盛行风向	冰期划分		氧同位素期		ESR测定年代/a 推断年代/a
E_9	仅在柳夼村东北局部见到，厚不及 1 m	环境标志不明显，松散，似为丘间沉积	北东向，角度难以判定	末次冰期	新仙女木期	二期	二期末	18700/11500～12000
S_7	仅见于柳夼村东北	呈褐红色，厚 0.06～0.08 m			阿尔路德期			
E_8	仅在柳夼剖面上见到，厚约 1 m	仅见具低角度交错层理的丘间沉积	东北向		中仙女木期		二期晚	20100
S_6	仅见于柳夼剖面	呈灰—灰红色，厚 0.08 m			波林期			
E_7	仅在柳夼剖面见到，厚 1.5 m	丘间和沙丘沉积均可见及，但在同一剖面上未见完整序列	东北向		老仙女木期		二期中	20800
S_5	分布广泛，厚度最大	褐红色斑块状—网纹状，厚 0.3～1.2 m			间冰阶			
E_6	分布普遍，厚 7 m	丘间和沙丘沉积均可见及，二级界面明显	北 30°东		冰期最盛时			298000/15000～18000
S_4	分布普遍，厚 0.2 m	呈灰黄—灰绿色，局部为铁质壳层			间冰阶			
E_5	分布较普遍，厚大于 3 m	在柳夼仅见低角度交错理的丘间沉积，在礼村见完整序列，二级界面清晰	北 80°东		冰阶		二期初	32100/24000
S_3	分布不普遍，但在柳夼和礼村均有出露	呈土黄色，伴生根管石，有时为铁质壳层			间冰阶	三期		
E_4	在柳夼、礼村均可见及，厚大于 8 m	丘间、沙丘序列完整，二级界面清晰	北 20°东		冰阶			27400/40000
冲洪积层	柳夼、礼村均有出露	灰白色，分选不佳，厚 0.4～1 m			间冰阶			
E_3	仅见于礼村，厚>1 m	未见沙丘沉积，丘间低角度交错层理清晰	北东向		冰阶	四期		51000/59000
S_2	仅见于柳夼剖面	褐红色，厚 0.05 m			间冰阶			
E_2	在柳夼、礼村均可见到，厚度大于 2 m	丘间，沙丘序列完整，二级界面清晰	北 35°东		冰阶			54900/65000
S_1	仅见于柳夼	紫红色—棕褐色，厚 0.05 m	49		间冰阶			
E_1	仅见于柳夼，不整合覆于土壤化砂质粘土层上，厚 1 m	可见低角度交错层理，为丘间沉积	北东向		冰阶			未测定

梧龙剖面序列自上而下是（图 20）：

———— 未见顶 ————

灰白色细砂，具高角度前积层理　　厚>0.5 m

黑褐色含炭质土壤粘土层　　厚 5 cm

灰白色砂层，具高角度前积层理　　厚 0.8～1.2 m

黑褐色含炭质土壤粘土层，伴生有少量植物根系　　厚 0.1 m

灰白色砂层，上部为低角度前积层理的丘间沉积，下部为高角度前积层理的沙丘沉积，两者之间为二级序次界面　　厚>1 m

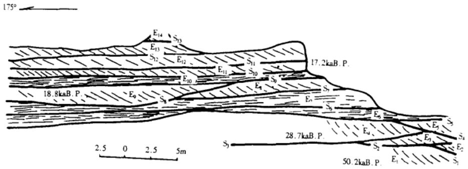


图 20　梧龙砂矿剖面图

黑褐色含炭质土壤化粘土层　厚 0.1 m

灰白色低角度交错层理的丘间沉积层（其下应隐伏有二级界面和沙丘沉积层，厚度不小于 3 m）　厚<1 m

黑褐色含炭质土壤化粘土层　厚 0.2 m

灰黄—灰白色砂层，上部为丘间沉积，厚 0.15 m；下部沙丘层，厚 0.25 m，前积层倾向 S30° W，倾角 15°～16°，二级界面呈微波状起伏

黑褐色土壤化粘土层，含炭质　厚 0.1 m

灰白色风沙沉积层，出露范围小　厚仅 0.2 m

黑褐色土壤化炭质粘土层，沿走向炭质减少，厚度亦由 5 cm 减至 1 cm，相应铁质增高

灰黄色具完整序列风沙沉积层，从上到下依次为丘间—二级界面—沙丘沉积，前积层理倾向 SW，倾角 27°　厚 0.5 m

褐灰色土壤化层，炭质极少，铁质物多　厚 5 cm

灰黄色具完整序列的风沙沉积，上部为丘间沉积，厚 0.35 m，然后为二级界面，下部为沙丘沉积　厚 0.1 m

黄褐色含炭质土壤层　厚 0.1 m

灰黄色中细沙层，具高角度前积层理　厚>0.5 m

黑褐色含炭质土壤化粘土层　厚 5 cm

灰黄色风沙沉积层，交错层理模糊　厚 0.3 m

黑褐色含炭质土壤化粘土层　厚 5 cm

灰黄色风沙沉积层，具高角度前积层理　厚 0.5 m

黑褐色含炭质土壤化粘土层　厚 0.2 m

灰黄色风沙沉积层，既有低角度交错层理的丘间沉积，亦有高角度前积层理的沙丘沉积，两者之间为清晰的二级界面　厚>1 m

该层以下未出露，至少还应有 3 个以上的旋回层

风沙沉积与含炭质土壤化层序列之下按照砂矿勘探时钻孔取心资料，应由下列地层组成，即：

深灰色粘土质砂，砂质粘土层　厚约 2.5 m

深灰色粘土夹粘土质砂和蓝灰色粘土层　厚 6.5 m

蓝灰、灰、灰白色砂质粘土层　厚 11 m

以上三层为湖相沉积

———— 侵蚀间断面 ————

砖红色洪泛砂砾层，其中夹有多层土壤化粘土层　　　　　　　　　　厚 0.3～0.5 m

－－－－ 侵蚀间断面 －－－－

三叠—侏罗纪变粒岩、混合岩、混合花岗岩等

该风沙沉积序列作为玻璃砂矿勘探时，圈定出 3 个矿体，依其出露部位，从地表向下分别为Ⅲ号矿体，长 700 m，宽 400 m，厚 0.8～2.4 m，盖层厚度 0～5 m，亦为风沙沉积；Ⅰ号矿体长 2000 余米，宽达 1500 m，最大厚度为 11.2 m；Ⅱ号矿体位于Ⅰ号矿体之下，长 900 m，宽 500 m，厚 3.65 m，埋深 2.5～10 m。很显然，这是一个完整的风沙沉积序列，勘探时剔除炭质土壤化层厚度大的区域，而圈定为三矿体，实际上是一个整体的不同部位。

勘探中采集 63 个样品进行化学分析与光谱分析，其成分变化如表 10、表 11、表 12。

调查中采集了 23 个样品，进行了粒度分析和计算，其主要粒度参数列入表 13、图 21。

表 10　福建梧龙 63 个样品化验分析（w_B/%）

化学成分	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	Cr_2O_3	灼减
含量范围	96.81～97.74	1.17～1.46	0.128～0.181	0.051～0.67	0.45～0.67	0.05～0.08	0.018～0.030	0.0431～0.074		0.12～0.19
主要范围	>97～<98	1.30～1.39	0.131～0.169	0.060～0.083	0.51～0.67	0.06～0.07	0.019～0.025	0.045～0.052		0.13～0.17
平均含量	97.44	1.32	0.153	0.071	0.57	0.06	0.022	0.054		0.15

表 11　光谱全分析结果（w_B/%）

元　素	Ti	Mg	Mn	Pb	Sn	Ca	Cu	V	Zr	Cr	Be
含量范围	0.01～0.3	0.02～1.00	0.01～0.03	0～0.003	0～0.001	0.03～1.0	0.001～0.01	0.001～0.01	0.002～0.063	0～0.006	0～0.001
主要范围	0.03～0.03	0.03～0.07	0.01	0～0.001	0.01～0.001	0.01～0.05	0.001～0.002	0.001	0.005～0.008	0～0.001	0～0.001
平均含量	0.06	0.10	0.01	0.0003	0.0006	0.09	0.0017	0.001	0.0086	0.003	<0.001

表 12　各粒级矿物含量

粒级/mm	矿物组合及体积百分含量/%
0.63	石英 85%～87%、长石 2%～3%、白云母 1%±、岩屑 8%～10%、贝壳、褐铁矿少量
0.40	石英 92%～95%（其中小石英胶结集合体占 5%±）、长石 1%～2%、岩屑 3%～5%、白云母、石榴子石、绿泥石、透闪石各几颗
0.20	石英 95%～96%、长石 2%～4%、岩屑、绿泥石 1%±、白云母、电气石、锌尖晶石、锆英石、金红石、透闪石、石榴子石等各几颗
0.154	石英 96%～98%、长石 1%～3%、白云母、钛铁矿、白钛石、电气石、绿泥石、石榴子石等各几颗
0.125	石英 94%～96%、长石 3%～5%、绿泥石、白云母、白钛石、电气石、褐铁矿、透闪石各几颗
0.10	石英 93%～95%、长石 3%～5%、钛铁矿、金红石、白钛石、锐钛矿 1%±、绿泥石少量、电气石、白云母、锆英石、褐铁矿、透闪石各几颗
0.075	石英 90%～92%、长石 5%～7%、钛铁矿、金红石、白钛石、锐钛矿 2%±、绿泥石少量、绿帘石、透闪石、锆英石、褐铁矿各几颗
0.075	石英 70%～75%、长石 20%～25%、钛铁矿、金红石、锐钛矿 1%±、绿泥石少量、锆英石、电气石、白云母各几颗

注：为 XSh12 试样，勘探阶段划分的粒级。以上引自矿区勘探报告。

表 13 福建梧龙风沙沉积物粒度参数

	中值粒径 ϕ	分选系数	偏　　态	峰　　态	ESR 年代 ka
WL-1	2.26	0.71	−0.48	1.77	
WL-2	2.39	0.41	−0.16	1.10	
WL-3	2.23	0.71	−0.23	1.20	15.2
WL-4	2.56	0.47	−0.10	1.40	
WL-5	2.44	0.44	−0.23	1.22	17.2
WL-6	2.30	0.76	−0.38	1.51	
WL-7	2.23	0.62	−0.40	1.19	
WL-8	2.39	0.53	−0.17	1.29	
WL-9	2.36	0.36	−0.13	1.07	18.8
WL-10	2.46	0.62	−0.28	1.49	
WL-11	1.96	0.73	−0.25	0.74	
WL-12	2.62	0.49	−0.22	1.52	
WL-13	2.13	0.45	−0.31	1.31	28.7
WL-14	2.51	0.52	−0.14	1.56	
WL-15	2.44	0.38	−0.12	1.30	
WL-16	1.82	1.10	−0.54	0.76	
WL-17	2.54	0.41	−0.16	1.35	
WL-18	2.43	0.60	−0.32	1.45	
WL-19	2.54	0.47	−0.09	1.59	
WL-20	2.54	0.47	−0.09	1.59	
WL-21	2.35	0.42	−0.12	1.02	
WL-22	2.70	1.01	−0.44	3.52	
WL-23	2.66	0.37	−0.02	1.31	50.2

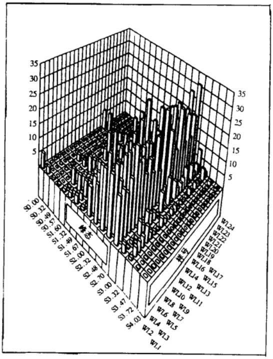


图 21 梧龙砂矿粒度特征图

陈城（山只）剖面自上而下可分出：

全新世

褐黄色硅质碎屑质砂砾型风暴沉积序列，由 7 个层系组构成。每个层系组厚从几厘米至 50 余厘米，从几个层系至十多个层系不等。单个层系厚从 2.3～5 cm，显示出上细下粗的粒序特征。每个层系组的上部粒细，下部层系相对较粗。组成物为长英类矿物，生物骨屑砂砾仅偶尔见到，均为远源产物 厚＞3.2m

———— 侵蚀间断面 ————

灰褐色土壤化砂土层夹风暴砂砾层，粒度显著变细，只偶见细小砾石，被成土化作用改造的特点极为清晰，原始结构构造已被破坏，但每个风暴层系的上细下粗还清晰可辨 厚 2.8 m

———— 侵蚀间断面 ————

晚更新世

锈红—橘红色风暴砂砾层。单个旋回厚度小，一般均在 10 cm 左右，个别可达 20 cm，粒序性明显，底侵蚀面平，局部可见清晰的丘状交错层理和粒序层—块状层—交错层理层三单元结构。整个风暴序列厚 5.3 m，可分出几十个旋回，中夹 3～4 个土壤层，呈土黄色、黑褐色，厚在 20～40 cm。局部还可见到不同色调和厚度不等的土壤层相互叠置，顺走向可变为铁染强烈的氧化层，具有明显的间断特征，显示出该序列段是在时而风暴流强烈，时而平静，是在由事件沉积环境—平衡环境再到事件沉积环境的旋回作用下保存的，具有很好的气候-环境标志意义

灰褐—黄褐色洪泛砂砾层段，可见 8 个冲洪积层，每个层之间都有明显的交切，显示出间歇性丰水的气候-环境特征 总厚 1.4 m

灰黑色炭质土壤层 厚 8 cm

灰白—灰黄色粉砂层，以石英为主，粒度均匀，是主要的砂矿体之一，厚 1.2 m 至数米不等，最厚 5.2 m，其间有 4～6 个炭质土壤条带，单个厚只有 1～2 mm，界面十分模糊，往北至梧龙矿区，这种黑色淤泥层或称炭质土壤层与风沙沉积层的叠置关系极为清晰，交替更叠的总次数超过 20 次

黑色淤泥层，顶部为锈黄色泥层，是一种积水沼泽沉积。初期可能草本植物茂密，干涸后有机质富集，形成黑色腐泥沉积。其后，再次淤积粘土，氧化成锈黄色。两者位于相同层位，但应属两次作用的产物，其间有一间歇期界面。厚分别为 10～15 cm 和 20～30 cm，下厚上薄

灰—灰黄色风沙沉积层与黑色炭质土壤层交互更叠层，可见 3 个旋回 厚 1～2 m

上部锈黄色，下为黑色淤泥层，总厚 30～40 cm，上部淤泥厚 10 cm，成因同上

灰—灰黄色砂层 厚＞2 m

———— 未见直接接触面，应为侵蚀间断面 ————

灰白色洪泛砂砾层 厚＞1 m

砖红—锈黄斑杂状粘土状红层，粉砂质粘土层，常夹 2 个紫红色板结坚硬的土壤粘土层，形似硬底 总厚＞3 m

———— 间断面 ————

暗灰色混合片麻岩

从该剖面序列的磁化率曲线和磁性地层柱特征以及全新世层序的 X 射线荧光光谱分析 4 种成分的曲线变化看（图 22），这是一个从末次间冰期至全新世的序列剖面，MIS1-5 期比较完整，末次冰期阶段的磁化率曲线与 GRIP 冰岩心序列和法国 Achenheim 黄土序列的磁化率曲线具有明显的可比性（图 23）。特别是 MIS5 期的磁化率峰值曲线与已知典型剖面曲线图对应得更加理想。同时，该剖面与上述普陀山剖面序列的 MIS2-5 亦有很好的事件对

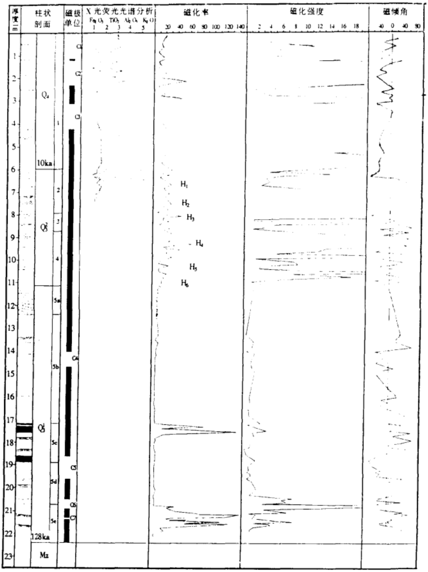


图 22　福建东山陈城综合剖面图

应性。

6个哈因里奇（Hienrich）事件位置对应的也相当和谐。

该剖面序列有着一些独特的特点，可归纳如下：

（1）该剖面的时限是从MIS1-5，相当13万a以来的记录，既反映了晚更新世的气候-环境事件演化，亦反映了全新世的气候-环境演化。

（2）从X射线荧光光谱4种组分的变化和磁参数来看，全新世期间的气候亦时有变化，

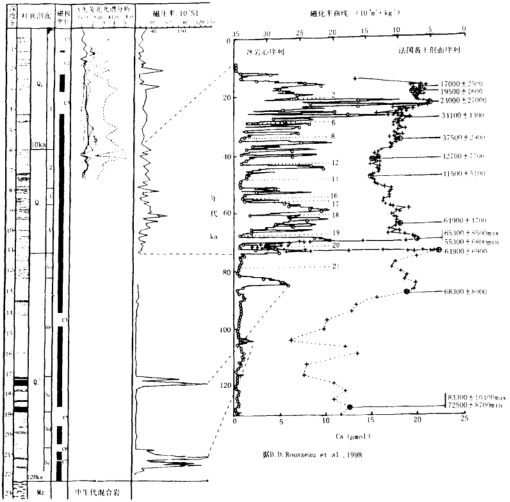


图 23　磁化率曲线对比图

左图为东山陈城剖面；右图为冰岩心和法国黄土剖面

并不是过去认为的那么稳定，只不过变化幅度相对较小。

(3) 该剖面序列反映的事件类型多，而且具有明显的多发—高频特征。

(4) 风暴沉积在同一剖面序列中，既出现在全新世，又出现在末次冰期阶段，迄今这是惟一的一个剖面序列。

(5) 在 MIS5 期中出现多旋回风沙沉积序列，而且是石英砂型，对正确认识末次间冰期期间的气候演化规律，有着十分重要的意义。

(6) 该剖面序列对整个海岸带晚第四纪事件类型、层位及其相互比较，提供了重要判据。

(7) 该剖面序列可以成为高分辨率事件地层学研究的重要对象。

（三）实例 3，西沙群岛石岛

1. 概述

石岛是西沙群岛 31 个岛屿中海拔最高者，达 15 m，位于西沙群岛最大岛屿——永兴岛的东北侧，相距仅 1 km。岛上岩石裸露，侵蚀海岸地貌发育，最大高潮线以下，海蚀洞穴、海蚀壁龛、海蚀拱桥、海蚀柱、海蚀崖等海蚀现象，应有尽有，现今仍处在强烈的蚀退环境中，岛屿残留面积不及 0.1 km^2，南北最长不及 420 m，平均长只有 300 m，东西宽280 m，平均只有 150 m。整个岛屿及至水下－18.68 m 处均为风沙沉积序列，是中国海岸带碳酸盐型风沙沉积序列最完整的一个剖面，基底明确，是晚更新世早期的礁格架灰岩，序列清楚，由风沙沉积与化石土壤层交互更叠而成，各种沙丘类型，特定的风成序列以及各种伴生物都有显现，是一个非常难得的基础研究和教学实习剖面（图 24，25）。

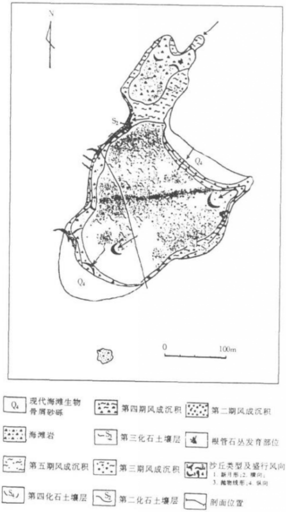


图 24　西沙石岛地质图

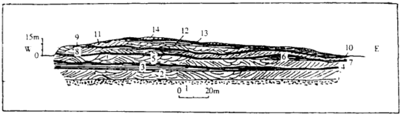


图 25　西沙石岛晚更新世风成沉积物剖面图

1—基底礁灰岩；2—第一期风成沙丘沉积；3—第一期风成丘间沉积；4—第一化石土壤层；5—第二期风成沙丘沉积；6—第二期风成丘间沉积；7—第二化石土壤层；8—第三期风成沙丘沉积；9—第三期风成丘间沉积；10—第三化石土壤层；11—第四期风成沙丘沉积；12—第四期风成丘间沉积；13—第四化石土壤层；14—第五期风成沉积

2. 沉积序列：自上而下依次是

———— 侵蚀面 ————

（15）灰白色生物砂屑灰岩，常因磷酸盐化而使色调加深，呈灰黄和红褐色，具低角度交错层理，细层倾角小于 10°，为丘间沉积　厚>1 m

———— 丘间与沙丘结合面 ————

（14）风化面灰褐色，新鲜面灰白色生物砂屑灰岩，具前积层理，倾角可达 30°，为沙丘沉积　厚 3～5 m

———— 侵蚀面 ————

（13）灰黄色—灰褐色块状化石土壤层，伴生有根管石和灰质壳，蜗牛化石种类极为单一，只有 *Bradybaena phragmitum*（Heude），*Macrochlamys* cf. *resinaea* Heude，但个体却极为丰富　厚 0.5～1.2 m

（12）灰白色生物砂屑灰岩，具有低角度顺风上爬的交错层理，为典型的丘间沉积层　厚 2 m

———— 沙丘与丘间结合面 ————

（11）具大型上凸、槽状、板状等交错层理的生物砂屑灰岩，属沙丘沉积　厚 5 m

———— 侵蚀面 ————

（10）灰褐—灰白色块状化石土壤层，表面粗糙感极强，含根管石、灰质壳和大个体蜗牛类化石，厚 0.2～1.2 m。南京地质古生物研究所冯伟民、余汶研究员研究后，确定的化石种类包括：*Cyclophorus ngankingensis* Hende，*Rachis zonulata lombocensis*（Kobelt），*Camaena leonhardti*（Moelleudorff），*Pleuropoma*（*Sphaerocomia*）*hungerfordianum*（Moellendorff），*Cochlostyla*（*Hypselostyla*）*concinna modesta* Kobelt，*Fortuna clairi* W. R. Schlickum & F. strauch，*Bradybaena phragmitum*（Heude），*Macrochlamys resinocea* Heude，*Gastrocopta*（*Sinalbinula*）*amoena* Li et al.，*Gastrocopta*（*Sinalbinula*）*oblonga* Li et al.，这些蜗牛化石的种类多为现生种，分布于我国南部沿海，也见于河北、甘肃，*M. resinocea* 和 *G.*（*S.*）*amoena* 分别见于云南和河北井径，而 *R. zonula* 发育在印度尼西亚的龙目岛，*C.*（*H.*）cf. *concinna modesta* 在菲律宾的吕宋岛和卡加延省非常普遍

（9）灰白—灰黄色生物砂屑灰岩，为具低角度交错层理的丘间沉积层　厚 6 m

———— 沙丘与丘间结合面 ————

（8）灰白色生物砂屑灰岩，具高角度前积层理，倾角可达 35°，均倾向南西　厚 8 m

———— 侵蚀面 ————

(7) 灰白—灰褐色化石土壤层，厚 0.6～1.4 m。含多种蜗牛化石，计有：*Cyclophorus ngankingersis* Heude，*Cochlostyla* (*Hypselostyla*) *concinna* (Sowerby)，*Rachis* cf. R. moluensis Kobelt，*Camaena leonhardti* (Moellendorff)

(6) 灰白—灰黄色生物砂屑灰岩，具低角度交错层理　　厚 7 m

———— 沙丘与丘间结合面 ————

(5) 灰黄色生物砂屑灰岩，具高角度前积层理，仅见于钻孔岩心　　厚 2 m

———— 侵蚀面 ————

(4) 棕褐色强磷酸盐化石土壤层，有淀积灰质壳，厚>1 m，含蜗牛化石，计有：*Rachis* aff. *stablbergi* C. Boettger，*Bradybaena phragmitum* (Heude)，*Pleuropoma* (*Sphaeroconia*) *hungerfordianum* (Moellendor)，这是一个壳体大小相差悬殊，壳形各异的蜗牛化石组合，其中 *P.* (*S.*) *hungerfordianum* 壳体最微小，仅 2 mm 左右，在香港有其现生种。近似球形的 *B. phragmitum*，具有一定的时代意义，产于江苏龙潭上更新统下蜀组

(3) 灰黄色生物砂屑灰岩，具低角度交错层理。为丘间沉积　　厚 5 m

———— 沙丘与丘间结合面在钻孔中未见 ————

(2) 灰白—灰黄色生物砂屑灰岩，具前积层理，见于西石一井，孔深 23.24～24.68 m，相当现今海平面以下 18.68 m

———— 侵蚀间断面 ————

(1) 白色原生礁格架灰岩，间夹灰白色粘结灰岩和砾屑灰岩，位于西石一井，孔深 24.68～35.56 m

———— 侵蚀间断面 ————

下伏地层　白色藻泥屑灰岩

3. 岩石学特征

石岛风成生物砂屑灰岩，无论是沙丘沉积还是丘间沉积，均由生物砂屑颗粒组成，其颗粒组分主要有珊瑚藻屑、有孔虫壳体、软体动物骨屑（以薄壳、小个体者为主）、棘皮动物骨屑、珊瑚砂屑以及其他生物屑组成。具颗粒支撑结构，未经后期变化的岩石多由簇状丛生的低镁方解石接触胶结，有时在孔隙中可见呈镶嵌结构的淀晶低镁方解石胶结物。胶结物含量一般不到 10%，而孔隙率可达 35%。颗粒由次圆级至圆级。

石岛风成沉积物的粒度分布极为典型，在概率累积曲线上（图 26），跃移组分占 95% 以上，悬移组分<5%。颗粒分选极佳，分选系数 0.44～1.375，一般在 1 左右。自下而上，可见若干个粒度由粗变细的旋回，反映风力由强变弱的周期性变化，粒度参数列入表 14。

表 14　风成沉积物序列粒度参数

样　号	位　置	中值 Md_ϕ	平均值 M	标准偏差 σ_I	偏　度 SK_I	峰　态 KG
石-1		2.7	2.482	0.44	4.841	−0.166
2		2.048	2.041	1	0.039	1.283
3		2.062	2.118	1.297	0.14	1.452
4		1.676	1.75	1.075	0.162	1.113
5		1.614	1.672	1.034	0.168	1.1
6		1.793	1.825	1.028	0.125	1.107
7		2.039	1.978	0.998	−0.027	1.373
8		2.09	2.062	0.956	−0.0003	1.332
9		1.9	1.988	0.458	4.927	−0.115
10		1.848	1.938	1.089	0.204	1.26

续表

样　　号	位　　置	中值 Md_ϕ	平均值 M	标准偏差 σ_I	偏　　度 SK_I	峰　　态 KG
11		1.855	1.925	1.011	0.157	1.188
12		1.842	1.929	1.012	0.174	1.186
13		1.876	1.96	1.181	0.189	1.333
14		1.783	1.788	1.179	0.08	0.999
15		1.381	1.607	1.144	0.325	1.086
16		1.357	1.594	1.151	0.328	0.981
17		1.273	1.52	1.088	0.379	1.082
18		1.275	1.511	1.075	0.366	1.079
19		1.268	1.534	1.107	0.385	1.067
20		2.093	2.039	1.114	0.017	1.682
21		2.071	2.027	1.029	−0.011	1.406
22		1.883	1.832	1.077		1.169
23		1.723	1.741	1.343	0.029	1.476
24		1.169	1.461	1.121	0.412	1.054
25		1.109	1.441	1.152	0.445	1.02
26		1.101	1.437	1.152	0.446	1.045
27		2.591	2.69	0.506	3.414	0.215
28		1.901	2.042	1.315	0.25	1.196
29		1.813	1.994	1.375	0.286	1.089
30		1.417	1.722	1.336	0.392	1.1

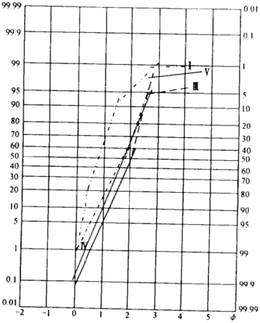


图 26　西沙石岛风沙沉积粒度概率累积曲线图

Ⅰ—第一期（2～3层）；Ⅲ—第三期（8～9层）；Ⅳ—第四期（11～12层）；Ⅴ—第五期（14～15层）

石岛风成沉积物中常见双峰现象（图 27～31），主峰值在 0.2～0.25 mm，次峰值大约在 0.5 mm，造成这一现象的主要原因，可能与物源和滞留沉积层有关。风成沉积物的化学成分，时空变化不大（表 15）。

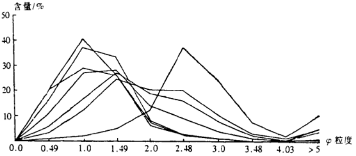


图 27　第一期（2～3 层）风沙沉积粒度、含量相关图

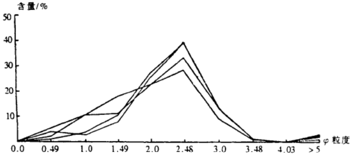


图 28　第二期（5～6 层）风沙沉积粒度、含量相关图

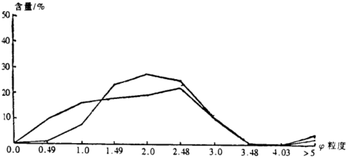


图 29　第三期（8～9 层）风沙沉积粒度、含量相关图


含量/%
50
40
30

续表

编号	层位	分析项目 (w_B/%)						$\frac{w(CaO)}{w(MgO)}$	$\frac{w(SrO)}{w(CaO)}$	$\frac{w(SrO)}{w(MgO)}$
		CO_2	CaO	MgO	SrO	酸不溶	有机质			
84xT-91	第三期风成丘间沉积	42.99	52.33	2.32	0.30	0.09	0.22	22.56	0.0057	0.13
84xT-79	第三期风成丘间沉积	42.54	52.22	2.26	0.24	0.05	0.22	23.11	0.0046	0.11
84xT-80	第三期风成沙丘沉积	42.44	52.83	1.96	0.20	0.05	0.23	26.95	0.0038	0.10
84xT-81	第三期风成沙丘沉积	42.58	53.88	1.34	0.25	0.06	0.18	40.21	0.0046	0.19
84xT-82	第三期风成沙丘沉积	43.08	53.25	1.64	0.25	0.09	0.13	32.47	0.0047	0.15
84xT-83	第三期风成沙丘沉积	42.35	53.84	1.20	0.11	0.07	0.32	44.87	0.0020	0.09
84xT-84	第三期风成沙丘沉积	43.15	52.96	1.38	0.23	0.07	0.19	38.38	0.0043	0.17
84xT-85	第三期风成沙丘沉积	42.89	52.23	2.76	0.23	0.06	0.17	18.92	0.0044	0.08
84xT-86	第三期风成沙丘沉积	42.86	53.65	1.20	0.21	0.08	0.20	44.71	0.0039	0.18
84xT-87	第三期风成沙丘沉积	43.34	54.34	1.08	0.08	0.10	0.12	50.31	0.0015	0.07
84xT-88	第三期风成沙丘沉积	42.97	52.95	1.76	0.25	0.09	0.18	30.09	0.0047	0.14
84xT-89	第三期风成沙丘沉积	43.12	53.71	1.28	0.17	0.07	0.20	41.96	0.0032	0.13
84xT-21	第二期风成沙丘沉积	43.08	52.06	2.55	0.27	0.06	0.18	20.42	0.0052	0.11
84xT-22	第二期风成沙丘沉积	42.66	54.17	0.97	0.32	0.06	0.17	55.85	0.0059	0.33
84xT-23	第二期风成沙丘沉积	43.04	54.36	1.13	0.17	0.06	0.22	48.11	0.0031	0.15
84xT-24	第二期风成沙丘沉积	42.81	54.30	1.07	0.16	0.08	0.28	50.75	0.0029	0.15

4. 化石土壤层特征

西沙群岛风沙沉积序列里的化石土壤层，地表可见第二、三、四化石土壤层，第一土壤层隐伏水下。每一个化石土壤层都代表着一个沉积间歇期和成土化作用过程。换句话说，是从沉积环境转换为平衡环境，经历了一个复杂的物理、化学变化，使原先沉积的风砂层上部，既改变了沉积构造，也改变了某些成分，并增加了许多伴生物，如根管石、蜗牛类化石、有机质等。

地表裸露的 3 个化石土壤层，由于含有机质高，在色调上都比风沙沉积层要灰暗些，交错层理构造消失，呈现出块状或微显厚层状，表面粗糙感增强，蜂窝状凹坑显著增多，显示出淋溶作用的强烈。同时，大都有分带现象，上部为淋溶带，蜂窝状构造发育，上部物质向下迁移；中部为粘滞带，出现团粒状构造，磷酸盐化作用使胶磷矿沿颗粒间隙胶结；下部淀积层，出现灰质壳，呈硬盘状薄壳，厚在 1 cm 上下，再下即为母质层。蜗牛化石和根管石则集中在中上部。在土壤化作用区，由沉积环境转换为平衡环境是一种渐变关系，而当平衡环境再次转换为沉积环境时，其间必有一个或长或短的侵蚀环境的转换，是突变接触。地表 3 个化石土壤层的化学成分列入表 16。化石土壤层与风沙沉积在化学成分上的变化，由于都是生物骨屑，西沙石岛没有陆源碎屑加入，所以总成分变动不大，但 CaO、MgO 流失仍较明显，尤其是土壤层上部 MgO 流失更加显著。酸不溶物和有机质含量的增高，也充分显示了碳酸盐土壤化过程中元素和物质的迁移富集规律。

5. 风沙沉积序列的碳、氧稳定同位素特征

依据钻孔岩心所标定的风沙沉积序列，以不等距离采集的全岩样品，于 1985 年由中国科学院地质研究所同位素实验室霍卫国研究员等所测定的碳、氧稳定同位素结果（表 17），整理作图公布后（图 32），未能得到普遍的认可，某些学者认为非有孔虫壳体的其他生物壳体，诸如棘皮类、珊瑚类、介形类等不能用作碳、氧稳定同位素测定（汪品先，*1985*）。

表 16　化石土壤层化学成分特征表

层　　位	分析结果（w_B/%）						$\frac{w(CaO)}{w(MgO)}$	$\frac{w(SrO)}{w(MgO)}$	$\frac{w(SrO)\times 100}{w(CaO)}$
	CO_2	CaO	MgO	SrO	酸不溶	有机质			
第二化石土壤层上部	42.38	51.76	1.63	0.27	0.39	0.24	31.75	0.17	0.52
第二化石土壤层上部	42.43	51.40	2.29	0.36	0.17	0.32	22.45	0.16	0.70
第二化石土壤层中下部	42.78	52.15	2.20	0.32	0.06	0.23	23.70	0.15	0.61
第二化石土壤层底部	42.91	52.27	2.33	0.30	0.07	0.33	22.43	0.13	0.57
第三化石土壤层上部	37.64	47.78	0.50	0.24	8.50	1.05	95.56	0.48	0.50
第三化石土壤层中部	41.65	52.28	1.34	0.24	0.70	0.63	39.01	0.18	0.46
第三化石土壤层下部	42.57	53.62	1.20	0.19	0.07	0.43	44.68	0.16	0.35
第三化石土壤层灰质壳	42.02	52.56	1.46	0.19	0.15	0.50	36.00	0.13	0.36
第四化石土壤层上部	41.92	52.87	1.40	0.23	0.19	0.70	37.76	0.16	0.44
第四化石土壤层中部	42.93	53.51	1.34	0.23	0.09	0.30	39.93	0.17	0.43
第四化石土壤层下部	42.87	52.58	1.84	0.23	0.10	0.28	28.58	0.13	0.44
第四化石土壤层下部	43.13	52.79	1.70	0.23	0.13	0.19	31.05	0.14	0.44
第四化石土壤层母质层	42.73	51.36	2.76	0.28	0.08	0.28	18.61	0.10	0.55
第四化石土壤层蜂窝状构造层	42.10	53.04	1.46	0.17	0.15	0.61	36.33	0.12	0.32
第四化石土壤层灰质壳	41.77	52.37	1.52	0.18	0.12	1.12	34.45	0.12	0.34
第四化石土壤层灰质壳	41.87	52.34	1.46	0.20	0.13	0.91	35.85	0.14	0.38

表 17　西沙石岛风成沉积序列碳、氧稳定同位素测定数值表

孔　　深/m	$\delta^{13}C_{PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{PDB}$/‰
0.26	0.14	−2.02
0.43	0.94	−2.10
0.64	−0.01	−2.08
1.18	0.99	−1.60
1.52	1.08	−1.47
1.86	0.95	−1.67
2.20	1.26	−1.37
2.54	1.34	−1.25
2.88	0.88	−1.65
3.22	0.87	−1.62
3.56	0.28	−2.11
3.90	0.87	−1.67
4.24	0.95	−1.62
4.41	0.92	−2.08
4.58	0.81	−2.81
4.75	0.06	−3.92
5.02	0.81	−2.91
6.58	−0.46	−5.66
8.07	−1.44	−5.98
8.47	0.05	−3.40
8.8	0.01	−3.68

续表

孔　深/m	$\delta^{13}C_{PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{PDB}$/‰
10.2	1.12	−2.23
10.4	0.80	−2.67
10.54	1.22	−2.52
15.88	1.16	−1.82
16.44	1.13	−1.79
17.00	1.02	−1.91
18.14	−3.78	−2.52
22.43	0.84	−2.00
22.83	0.78	−2.22
23.24	0.88	−2.17
23.60	0.34	−2.68
23.96	−0.06	−3.24
24.32	0.08	−3.21
24.68	−0.28	−3.37
24.86	−0.01	−3.72
26.99	−3.25	−7.42
27.29	−1.92	−7.85
27.59	−1.14	−5.40
27.89	−2.31	−8.11
28.50	−3.48	−8.13
29.11	−2.49	−7.56
29.72	−1.50	−8.04
30.33	−1.90	−8.09
30.94	−2.16	−8.10
31.24	−2.28	−8.14
31.54	−2.23	−8.32
31.84	−1.19	−7.69
32.14	−2.62	−8.12
32.44	−0.83	−7.95
32.74	−2.54	−7.89
33.04	−0.60	−8.35

注：中国科学院地质研究所雷卫国等测定。

但是，经历了十多年的检验，西石一井剖面序列和氧同位素曲线，很好地反映了MIS2-5期的变化特征。某些珊瑚的现代种，经用碳、氧稳定同位素测定后，其冬半年与夏半年的数值完全不同，冬季富集氧的重同位素，而夏季则富集氧的轻同位素，证明是在与海水达到同位素平衡的状态下形成的。西石一井氧同位素曲线变化，化石土壤层和风沙沉积层很好地反映了湿暖和干冷的气候演化。西石一井风沙沉积序列的全岩样品为什么能如此好地反映出晚更新世的气候变化，其原因应当是：①海洋生物骨骼生长与海水条件明显相关，始终是与海水同位素达到平衡。因此，利用单一生物种和多门类生物的全岩样，都能反映出相应的气候期，单一种在精度上会高一些，在没有或不能获得单一种的情况下，用全岩样

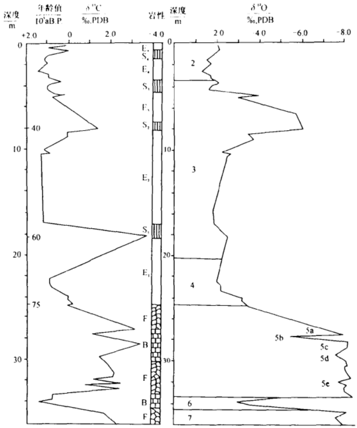


图 32　西石一井全岩样氧、碳同位素曲线比较图

E_1-E_5—1～5 期风成石灰岩；S_1-S_4—第一至第四化石土壤层；

F—礁格架灰岩；B—碎屑灰岩；2～7—氧同位素期

也是可行的。②西沙石岛风沙沉积的物源，来自当时的礁潟湖区，由于湿暖期礁格架向岛方向增生，相对冷期向海方向增生，不同时间的礁格架和伴生生物带到礁湖，亦是有序的，一次次干出被风沙流一次次把礁湖的生物碎屑加积到礁坪上，也就成为先后有序的沙丘和丘间沉积层。图 32 曲线 MIS2-5 期的特征，无论与格陵兰冰心序列的 $\delta^{18}O$ 曲线或深海同时代沉积序列的 $\delta^{18}O$ 曲线，都可以对应得十分和谐，一期期风沙沉积，与北大西洋的 Heinrich 事件相若。

类似的碳酸盐型风沙沉积序列还见于福建莆田的后石井—苦鹅头一带，于风沙-土壤层交互更叠序列之下，还有风暴沉积序列和洪泛砂砾层，其基底为中生代黑云母斑状花岗岩（图 33）。

（四）实例 4，台湾省满州乡港仔剖面

该剖面位于恒春半岛东岸中部，满州 NNE 方向约 15 km 的一个山前洼地里，是一个沙

丘链组合区，历史时期范围很大，已被侵蚀破坏缩小了范围，总面积已不足 0.1 km²。同时，由于辟为吉普车翻越沙丘的旅游区，使沉积序列的可辨别特征被掩盖。从现今保留的露头判别，其剖面序列由上而下是（图 34）：

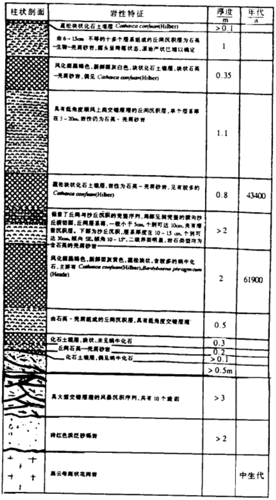


图 33　福建莆田后石井—苦鹅头一带综合柱状剖面图

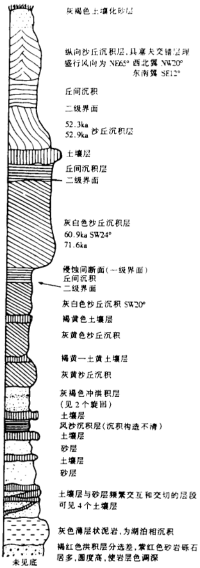


图 34　台湾省屏东县满州乡港仔风沙-土壤层序列剖面

————　未见顶　————

灰褐色土壤化砂层，生长有小草，根系层薄，不足 5 cm　　厚>0.2 m

灰黄色纵向沙丘沉积层，具金字塔形沙丘层理，西北翼倾向北西，倾角为 20°，东南翼缓，

倾向南东，只有12°，其盛行风方向为北东65°，沙丘高度不及5 m，表明其厚度亦不大于5 m

———— 侵蚀面 ————

灰白色丘间沉积层，具低角度交错层理 厚3 m

———— 二级序次界面 ————

灰白色沙丘沉积层 厚3 m

褐黄色土壤层 厚0.3 m

灰黄色丘间沉积层 厚0.6 m

———— 二级序次界面 ————

灰黄色沙丘沉积层 厚3 m

黄褐色土壤层，分层现象明显，上部为锈黄色具团粒状构造的淀积层，厚0.15 m；中部为色稍淡的块状层，固结度高，其与上下层之间都有氧化铁富集带，呈波状下凹，厚0.15 m；下部色调更淡，固结度亦降低，逐渐向母质层过渡 厚0.1 m

灰黄色风沙沉积层，未见典型沉积构造 厚2 m

褐黄—土黄色土壤层 厚0.2 m

灰黄色沙丘沉积层 厚1 m

灰褐色冲洪积层，可分为两个主要的洪泛序列，上序列厚度大，总体为上细下粗序列，但其中可分出3～4个小旋回，底部层砾石直径在2～3cm，以各种岩屑为主，圆度高，分选性亦强，且有定向性，厚1.4 m。下序列为单一旋回，厚0.4 m，底界呈波状弯曲，底部砾石与上序列底部的砾石大小相若

褐黄色土壤层 厚0.3 m

灰黄色风沙沉积层，未见典型沉积构造 厚0.4 m

褐黄色土壤层 厚0.3 m

灰黄色风沙沉积层 厚0.4 m

褐黄色土壤层 厚0.2 m

灰黄色风沙沉积层 厚0.6 m

褐黄色土壤层 厚0.2 m

灰黄色风沙沉积层，呈楔状产出 厚0.2 m

褐黄色土壤层 厚0.2 m

灰黄色风沙沉积层 厚>0.3 m

褐黄色土壤层 厚0.15 m

灰黄色风沙沉积层 厚>0.3 m

———— 侵蚀间断面 ————

灰—黄灰薄层状泥岩、砂质泥岩，单层<5 cm，为湖泊相沉积层 厚>0.8 m

褐红色砾岩，砾石成分以紫色砂岩居多，分选差，圆度高，砾径在5 cm以下，以1～2 cm者居多 厚>1 m

———— 未见底 ————

该剖面是台湾风沙-土壤层交互更叠序列中更叠次数最多的一个剖面，可成为判别冷—暖气候交替更叠变化的替代性标志，也可成为高分辨率事件地层学研究的对象。剖面序列的时代为晚更新世，有可能是末次冰期阶段的产物。

（五）实例5，九江彭泽红光沙山剖面

红光沙山位于鄱阳湖东北，九江市彭泽县南西20 km，长江南岸（图35）相对高程达60 m的沙山，连绵延伸达10余公里长，宽2.5 km以上，已形成一个大型砂矿产地，经水

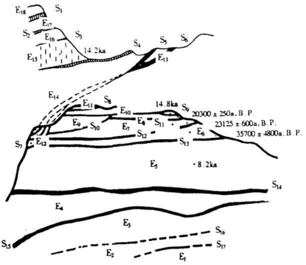


图 35　彭泽红光沙山剖面图

选可达到玻璃用砂的品级。

选择红光沙山西沙场剖面，从山后最高点的上部沉积，至沟底的下部沉积，其序列变化从上到下叙述如下：

(37) 黄色土壤化土，表层生长植被	厚 0.5 m
(36) 灰黄色楔状风沙沉积层	厚 0.2 m
(35) 灰黄色土壤化粘土层	厚 0.15 m
(34) 黄色风沙沉积层	厚 0.5 m
(33) 灰黄色土壤层	厚 0.1 m
(32) 黄色风沙沉积，属丛草沙堆型，规模小，沉积构造不发育，但砂粒粒度均匀，含泥质物少，可明显区别于流水沉积或湖泊沉积	厚 0.5 m
(31) 土黄色层状黄土状土壤层，具有垂直节理	厚 1 m
(30) 灰色土壤化层	厚 0.1 m
(29) 灰黄色风沙沉积，具高角度前积层理砂粒级较上述各层为粗，风沙流规模、强度明显高于上述风沙层	厚 1 m
(28) 黑褐色含炭质淤泥层，根管石较多	厚 0.2 m
(27) 灰黄色风沙沉积层，交错层理明显，角度比较平缓，是一个被切割的楔形露头	厚＞0.5 m
(26) 黑褐色含炭质淤泥层，局部可见植物根化石，亦有铁质浸染	厚 0.2 m
(25) 灰黄色风沙沉积层，具高角度前积层理，显然为沙丘沉积	厚＞0.5 m
(24) 黑色含炭质淤泥层，细腻，含炭质明显高于前述两层	厚 0.3 m
(23) 灰黄色风沙沉积层，位于山顶，产状不清	厚＞0.5 m
(22) 黑色炭质淤泥层	厚 0.2 m

(21) 灰黄色风沙沉积层　　厚 1 m

(20) 灰褐色土壤化粘土层，炭质含量低而铁含量高，局部可见铁质条带　　厚 0.3 m

(19) 灰黄色风沙沉积层　　厚>1.5 m

(18) 灰褐色土壤化粘土层　　厚 0.15 m

(17) 灰黄色风沙沉积层　　厚>0.5 m

(16) 黑褐色炭质淤泥层　　厚 0.2 m

(15) 灰黄色风沙沉积层　　厚>0.5 m

(14) 灰褐色土壤化粘土层　　厚 0.1 m

(13) 灰黄色风沙沉积层，是剖面所见完整序列之一，具有从丘间低角度交错层理→二级序次界面→具高角度前积层理的沙丘沉积层，原始产态为一些小型新月形沙丘或抛物线形沙丘，盛行风向为北东向，前积层理倾向南西，倾角在30°以上，是非常典型的风沙沉积序列　　厚>3 m

(12) 灰褐色土壤化粘土层，具铁质斑纹　　厚 0.3 m

(11) 灰黄色风沙沉积，具有从丘间→二级界面→沙丘沉积的完整序列　　厚>3 m

(10) 灰褐色土壤化粘土层，顶底部富铁质，中部有铁质斑纹　　厚 0.4 m

(9) 灰黄色风沙沉积，是本区最厚大的一个风沙序列，丘间、二级界面、沙丘沉积标志非常清晰，原始沙丘高度在 5 m 以上，丘间亦与之相若，这一风沙流活动期，在长江南岸，鄱阳湖畔，沙丘林立，犹如一片丘陵地

(8) 黑色炭质淤泥层，含碳量最高，几乎与泥炭相仿　　厚 0.6 m

(7) 灰黄色风沙沉积层，规模略小于前者，亦具完整序列　　厚 5 m

(6) 黑色炭质淤泥层，含碳量高，致密细腻　　厚 0.3 m

(5) 灰黄色风沙沉积层，可见高角度前积层理，因近山脚，被覆盖，其真正产态，亦应具有完整的风成序列　　厚>2 m

(4) 黑色炭质淤泥层　　厚 0.2 m

(3) 灰黄色风沙沉积层　　厚>1 m

(2) 黑色炭质淤泥层　　厚 0.1 m

(1) 灰黄色风沙沉积　　厚>0.5 m

———— 未见底 ————

位于该剖面东北方向约 1.2 km 的砖瓦厂剖面（图 36），层位较上述剖面为低，其序列如下：

上覆层　　全新世

(10) 植被根土层　　厚 0.5 m

(9) 土黄色土壤化粘土层　　厚 0.2 m

(8) 土黄色沙土层，致密　　厚 0.3 m

———— 不整合 ————

(7) 姜黄色风沙沉积层，未见典型的沉积构造，沙质均匀，含泥质少，具有典型的风沙特征　　厚>0.5 m

(6) 淡蓝灰色薄层状粘土岩，似为水下沉积（浅湖相）　　厚>2 m

(5) 黄色土壤化黄土，富含铁质　　厚>1 m

(4) 棕黄色含炭化木的黄土　　厚>2 m

(3) 黄色风成砂层，呈透镜状，为丛草沙堆型沙体　　厚>1 m

(2) 黄色黄土　　厚>3 m

(1) 褐红色黄土，块状　　厚>5 m

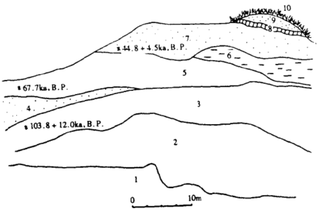


图36 红光砖瓦厂剖面图

———— 未见底 ————

第六节 风暴沉积作用

一、概述

现代台风、飓风、津浪引起的强大破坏力和对海岸蚀退、人类生命、财产带来的巨大灾难，最先得到气象学家的关注，直到60年代以后，地质学家才重新对那些所谓似浊积岩、浅水浊积岩及陆架区内出现的粒序层沉积重新进行研究，寻求其与滨岸及陆架浅海沉积的异同。70年代初期，G. Kelling. P. R. Mullin 提出了风暴沉积和风暴岩的概念，用以阐释陆架区域由风暴作用形成的沉积物组合。进入80年代，国外风暴沉积研究成果集中反映在G. 艾因赛勒和A. 赛拉谢尔主编的《旋回与事件地层学》一书里。我国的风暴沉积序列，最先发现在四川的二叠纪地层（刘宝珺），后来，亦见于西藏的侏罗纪地层（刘宝珺），而对于海岸带晚第四纪风暴沉积作用的报道，在国内外都还很少，只是零星提到（严钦尚，1987；吕炳全等，1987），至于风暴沉积序列组合的系统研究，几乎还是空白。中国海岸带晚第四纪风暴沉积序列的研究，不仅丰富了这一领域的研究内容，而且还证明了风暴沉积作用并非只发生在原先水体之内，可以直接涌向陆地，在远离原先水体的环境中形成沉积序列。古相风暴沉积研究中，认为丘状交错层理只发生在细粒沉积物中的概念，也需要修正，它可以出现在任何粒级中。此外，海岸带晚第四纪风暴沉积中，碳酸盐型剖面甚多，而且序列特征清晰可辨。中国海岸带误将晚第四纪风暴沉积认定为海相地层的现象比比皆是，国外亦有类似现象，一些所谓隆起珊瑚礁，实质上也是风暴沉积作用破坏改造再沉积的产物。

中国海岸带晚第四纪风暴沉积的研究，是从珊瑚礁区现代台风活动，将松散沉积物搬运、改造，营造出一个个砂砾岛开始的，它能够类比历史时期形成的同类岛屿，而老岛屿风暴沉积序列又为晚第四纪风暴沉积的研究，奠定了良好的基础。

二、风暴沉积的时空分布

中国海岸带晚第四纪风暴沉积，北起辽东半岛沿岸，渤海湾西岸，山东半岛沿岸，苏

北沿岸，经浙江、福建、广东、广西、海南岛、西沙群岛和台湾岛以及其他一些岛屿上，都有分布，图 37 只是将一些典型的类型和做过一定研究的剖面点列出来，就足可见其空间分布上的广泛性。

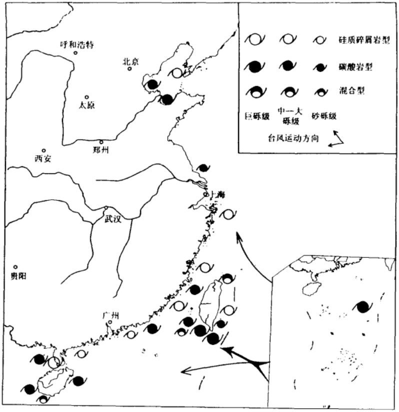


图 37　中国海岸带晚第四纪风暴沉积分布图

中国海岸带晚第四纪风暴沉积在空间分布上的另一特征是平面形态的喇叭口形。由于风暴作用发源于西太平洋，风暴流总是由东往西流动，最先到达的区域就是台湾，然后围绕大陆岸带向南北分散，造成距离来源近的风暴沉积物粒级大，远离风暴源的风暴沉积物粒级小，相对风暴作用强度亦弱。但是，台湾自身从南岸到澎湖独成系统，恒春半岛沿岸的巨砾级，到澎湖列岛就变成砂砾级。

中国海岸带晚第四纪风暴沉积在空间分布上的另一大特征是台湾海岸带风暴沉积的物质组成与大陆岸带风暴沉积的组成物质有明显的区别，主要表现在前者的生物骨屑来源于生物礁组合，极少潮间带的生物骨屑，而后者的生物骨屑成分全为潮间带的产物，显示出当时风暴流由东往西搬运的物质，并没有穿过台湾海峡，只是风暴流水体通过后，重又掀动海峡西侧海底后，进入大陆海岸沉积下来。此一空间上的分布特征，并不支持末次冰期

期间在大陆与台湾之间有大陆桥的假说。

风暴沉积的时代，从晚更新世早期到全新世都有分布，而以末次间冰期阶段的风暴沉积序列厚度大，旋回性次数多，标志性最强，距离风暴作用源近。末次冰期阶段的风暴沉积亦比较广泛，多位于喇叭形的两翼。全新世的风暴沉积，比较零星，旋回数少。

三、风暴沉积的类型

中国海岸带晚第四纪风暴沉积序列的组成物性质、粒级大小常常有很大的不同。依其组成物的不同，可分为碳酸盐型、硅质碎屑型和介于两者之间的混合型；依其主要组成物的粒级可分为巨砾型、大砾型、中砾型、小砾型、砂砾型等，依其固结程度可分为固结型和松散型；依其自生旋回序列的完善程度，可分为完整序列型和不完整序列型。其分类特征可概括于表 18 中。

表 18　中国海岸带晚第四纪风暴沉积类型划分表

类型		序列特征		界面特征	流体变化	其他特征
以物质组成划分	以粒径划分	完整型	不完整型			
碳酸盐型	巨砾型：主要砾石直径＞0.5 m。 大砾型：主要砾石直径在 0.1～0.5 m。 中砾型：主要砾石直径在 0.05～0.1 m。 小砾型：主要砾石直径在 0.02～0.05 m。 砂砾型：主要砾石直径＜0.05 m，含量＜50%	上侵蚀面。 ⑤细粒层有遗迹化石。 ④水平纹层。 ③丘状交错层理层。 ②块状层。 ①粒序层，底侵蚀面有沟模、袋模、槽模等	可以是 1～2 组合，可以是单独 3，可以是 3～5、3～4、4～5 等等。 当 2 很薄或由于砾径太大不明显时，会有 1～3 组合形式	底界面随着风暴流强度大小，从大波状到舒缓波状再到比较平直。 大波状底界面，常伴随有袋状、槽沟状、箱状模	总是从上流动体制到下流动体制。 从高峰期的重力流衰减为牵引流	①无论固结与否，均为颗粒支撑，若胶结则为粒间接触式。 ②常有土壤化层见于序列中，代表风暴活动有长时间的停滞；在碳酸盐型土壤化层中常可见陆生蜗牛化石。 ③晚期风暴沉积与早期风暴沉积在物质组成上往往有很大的不同，甚至在类型上都有所不同。 ④双壳类化石总是以单瓣出现，大多为凹面朝上。 ⑤原先有水体环境、风暴序列中可以出现个别原生态生物现象，如竹蛏呈直立状。 ⑥大多为向陆方向退积，亦可形成各种形态的双向风暴堤
矽质碎屑沉积型		同上	同上	同上	同上	
混合型		同上	同上	同上	同上	

四、风暴沉积的序列特征及其与浊流沉积的区分标志

国际地学界在对古生代地层中风暴沉积作用研究后，认为风暴作用只发生在陆架浅海环境的浪基面上下，当风暴处于高峰状态时，也不离开浅海环境，只是侵蚀海底，簸扬海底已形成的沉积物。风暴作用期间，引起海岸水上涨，产生向岸的风生海流，波浪作用使海底沉积物侧向搬运（B. Einsele，1985）。同时，具较大波长（L）的风暴浪花能形成影响较深水中沉积物的浪基面（$L/2$），而丘状交错层理是形成在正常浪基面和风暴浪基面之间（G. Einsele，1985）。笔者在陕南志留纪地层和台湾中新世海相地层中见到的风暴岩，其邻接相序都是海相沉积，似乎风暴作用也没有离开过浅海环境。因此，提出在原生浅海环境形成风暴岩的认识是合理的，有依据的。此外，一些研究者认为古代风暴成因的贝壳层内的化石，仅仅是受到改造而未被搬运，其依据是粘附在化石壳面上下的岩性一致（R. D. Kreisa，R. K. Bambach，1982）。然而，中国海岸带晚第四纪风暴沉积的研究发现，其形成过程并非如此，而是以津浪方式，远离海洋环境，进入陆地，形成瞬时海洋环境，产生风暴沉积序列，是一种爬升式的先退积后进积序列，沉积物以远源异地搬运为主。其中所含的化石除了有孔虫、介形虫能找到完整壳外，其他全为破碎磨蚀壳屑。主要依据是：

（1）已发现的基底为裸露地表，为经受风化剥蚀的花岗岩体和老地层。

（2）一些碳酸盐型风暴沉积序列的底部早期风暴旋回，全为陆相沉积物组成，上下都没有海相沉积的邻接相序。

（3）风暴沉积序列中的生物碎屑，与原始浅海生态环境和边界条件不符，例如暖水种生物碎片出现在冷水域；水深不同的种混生；海水与淡水生物壳屑混生等。

（4）风暴沉积出现在全球性海平面从未到达过的高度。

（5）风暴沉积与同时代古岸线相距几百公里，不可能是古海洋环境。

（6）有孔虫、介形虫等小型壳体可以随着河流的回溯，上溯到内陆盆地。

（7）风沙-风尘沉积中，出现有孔虫壳体，应与风暴沉积的登陆存在着成因上的联系。

海岸带晚第四纪风暴沉积研究与古相风暴岩研究相悖的问题还有丘状交错层理的形成位置。众所周知，丘状交错层理是风暴沉积序列里的重要判别特征之一。在古相风暴岩研究中，被认为是风暴的摆动浪作用于海底砂层，从而形成孤立的丘状和凹状表面形态，仅出现在细粒沉积物中。海岸带晚第四纪风暴沉积研究发现，丘状交错层理主要是在风暴高峰期后形成，也可以出现在中等深度风暴流活动的早期，1～2 cm 砾石级的粒序层与块状层共同呈上凸丘状、下凹丘状形态出现者并不乏见。

丘状交错层理的上凸或下凹幅度取决于风暴浪摆动的强度和下伏层顶面侵蚀形态。

此外，古相风暴岩研究认为，碳酸盐型风暴岩中罕见丘状交错层理，而海岸带晚第四纪风暴沉积序列中恰恰相反，无论哪种类型的风暴沉积中都能找到丘状交错层理，碳酸盐型风暴沉积中几乎到处可见。

海岸带晚第四纪风暴沉积序列中，还有两个非常突出的特点，是古相风暴岩研究所未曾报道的。其一是，序列中常常夹有多个土壤层，土壤化程度高者，可使原始沉积构造消失，氧化程度加强而使岩层呈锈黄色，这些原始风暴沉积经成土化作用形成土壤层，对气候-环境演化的判别十分有益。其二是，可以区分出一种界面，即层系组界面。任何一个风暴沉积序列里，都可见到若干个层系组界面，它代表着一个个大的风暴沉积旋回。这种界面的特点是能够限定该风暴沉积旋回中的层系走向一致，而不是互相切割，只有不同的层

系组之间才是切割的关系。

一个完整的风暴沉积旋回，无论其组成物的性质、粒度和厚度如何，从下而上依次出现下列相素：

(1) 底侵蚀面或间断面，可出现在风暴沉积序列本身，或者是其他环境产物的顶界。其波动幅度可大可小，波动小时，只是一条非常舒缓的侵蚀面，在古相沉积中常常是一种富铁锰质的氧化界面。波动幅度稍大，即可出现各种形态的印模，有的呈沟状，有的呈渠状、箱形、袋状等，充填性质明显。

(2) 界面往上就是旋回中沉积物粒度最粗大的部分，而且是由侵蚀面往上变得越来越细，粒序性清晰，被称为粒序层。该层无论固结与否，都是一种颗粒支撑的颗粒岩，粒间胶结，孔隙度大。从岩类学和岩石成因上与鲍玛序列中的 A 层相同，但是形成环境和粒度大相径庭。以往有许多文献将粒序层底部的粗颗粒沉积称为滞留沉积，是应当废除的。因为，滞留是指原已有沉积，因细颗粒组分被移走后所剩余部分。粒序层则是重力流早期沉积，形成条件完全不同，不能用滞留的概念。

(3) 在 (2) 之上出现或厚或薄的块状层，粒度细不显沉积构造，同样也是颗粒支撑，粒间胶结。

(4) 交错层理层，丘状交错层理，包括大型上凸、槽状、板状交错层理，Z 形，鱼骨状，或者是粒序层与交错层理层交互更叠序列。

(5) 细粒沉积层，可以是块状亦可以是水平层状，有时可出现生物扰动构造痕迹。

(6) 上侵蚀面

(1) 是风暴沉积旋回的限定面，不属于风暴沉积中的基本相素，只有 (2)、(3)、(4)、(5) 才是风暴沉积旋回的完整相素，亦可以视为基本的相模式——产物模式。

野外剖面序列中完整的相序比较少见，但在任何一个剖面序列中，仔细有序的观察，找到 1 个或多个完整序列是不困难的。一般常见的组合类型是(2)—(3)型，(2)、(3)、(4)型，单一的(4)型，在巨砾型序列中，有时只有单一的(2)型。

风暴沉积与浊流沉积同属重力流，又总是从上流动体制变为下流动体制，在序列特征上有很多相似性。但是，两者的区分标志也是明显的，容易识别的。

(1) 两者形成环境明显不同。浊流沉积是深水相，即便两者出现在同一海盆环境，那么浊流亦是在深水区。

(2) 产态明显不同。浊流只有扇体和纵向两大类，而风暴沉积呈现坝形或复合长堤形，极易识别。

(3) 沉积物特征明显不同，浊流沉积粒细，分选好，生物壳屑保存好，来源容易判断。风暴沉积分选差，粒度粗大，各种环境的生物壳体混杂，异地多源搬运明显。

(4) 内部相素的沉积构造和特征，伴生物不同。浊流沉积的粒序层之上无块状层，而是下水平纹层，粒序层中常出现 A 层斑块。浊流沉积中的波纹层连续性差，交切不明显，波纹构造在整个层中显示，而风暴沉积中的交错层理层，延续性好，顺岸变形波作用造成的互相切割明显。

(5) 常见的组合特征不同。浊流沉积的主要组合除完整的鲍玛序列外，主要是 A 层，A—B 层，D—E—C 层等，且常见韵律层组合。

五、风暴沉积的基本特征

中国海岸带晚第四纪风暴沉积的基本特征，可概括为下列 6 个方面：

1. 时空分布上的规律性

晚第四纪风暴沉积受控于赤道太平洋、热辐射洋流的活动规律。在空间上由东往南、西、北辐射，台湾南岸层位最低，时代最老，以末次间冰期相对干冷阶段者居多，而澎湖及其以西地区则以末次冰期阶段为主，是一种半环状分布模式。晚第四纪风暴沉积作用强度大，单一沉积旋回的产物厚度大。

2. 形成旋回性沉积序列

各个时期的风暴活动都是多发—高频，间歇式出现，从而形成旋回性沉积序列。依其风暴旋回的总次数与晚更新世的时限相对应，平均周期相当太阳黑子长度周期的 100～200 倍，间歇期大致与之相若。若以风暴沉积小旋回（相当层系）的频率统计，其分辨率能达到太阳黑子长度周期的 10 倍。诚然，此项研究的结论应当产生在定量研究之后。

3. 特征性的界面

风暴沉积序列中有 3 种不同级序的序次界面。一级序次界面是控制风暴序列顶底的区域性等时面，一般都是大的环境转换面，间断时间长，环境转换标志明显，是风暴沉积序列的限定面，既有空间限定意义，又有时间上的限定意义。二级序次界面是风暴期间歇面，是一个不等时面，它是风暴流形成后的最早活动面，侵蚀作用强烈，各种印模构造极为明显，特别是大的袋模、沟模，处处可见。一般文献中，所指的底界面大多为此种界面。第三级界面是单一风暴旋回层底界面。其特点是界面走向与下伏二级界面一致，弯曲度小，与上覆二级界面是一种交切关系。二级序次界面之间所限定的三级序次界面数目、厚度，受控于风暴活动的持续时限。

4. 恒定的相序与岩石类型

风暴沉积序列中最典型的标志层粒序层，只要有粒序层，底界面的特征就不难鉴别。风暴沉积序列中的粒序层无论其组成物如何不同，粒度大小如何变化，其岩石类型始终是颗粒岩大类，具有颗粒支撑，粒间胶结的性质，是恒定的标志。当风暴沉积序列是以交错层理层为主要组合特征时，要在剖面下部或周围延长带上寻找具有特征性的粒序层，这种努力的成功率很高，也是最具说服力的依据。

5. 物质组分的多元性与远源性

海岸带晚第四纪风暴沉积是以津浪方式，由海向陆涌进，早期津浪可以直接将陆地疏松物质在受阻位堆积起来，随后，侵蚀挖切海底岩石和沉积物，使其呈现悬浮状态进入陆区，形成砾坝，一次次叠置筑高、加长、拓宽，形成风暴沉积区。顺沟谷或河道上溯的津浪，可以携带巨砾运行很远的距离。若顺 5°～8°坡推进几公里，就可以爬升到几百米以上的高度。这种短时限，流速快，波浪作用强的风暴流，所携带的物质比较复杂，运行距离往往很大，而且经过多次簸选，从而造成沉积物与堆积地点完全不相符合的现象，生物骨骼碎片既不能反映生态特征，也不代表区域生物组合的特征，更不能成为全球性海面变化的标志。

6. 宏观形态的一致性

不同时限、不同地点形成的风暴沉积地质体，无论从平面形态或剖面特征来看都有一些共同的特点。在总体形态上都是弧面弯月形，弧顶位于常浪面，沿顺浪向开口，形似潟

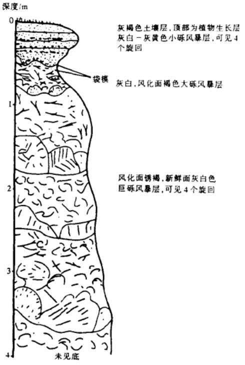


图 38　台湾恒春半岛西岸车城龟山剖面图

（据张明书等，1999）

湖，底面很不平整，常有数目不等的弧形砾脊或砂砾脊，呈辐射状伸延。在弯月形任何一点上，切出剖面，都具有上细下粗的粒序特征。风暴持续时限长，又未改变方向时，则可形成新月形沙丘状的砾坝，坝顶平缓，两翼倾向相反。

六、实例：由喇叭形的口向两翼延伸，更容易比较

1. 台湾恒春半岛沿岸

自恒春半岛最南端的鹅銮鼻沿东岸至龙磐，沿南岸至猫鼻头，再从猫鼻头顺西岸到车城龟山一带，风暴沉积序列的原始总厚度超过 100 m。碳酸盐岩砾石最大数米，硅质碎屑岩砾石重可达 1 t，可见风暴作用强度之大。

车城剖面具有明显的两段性，早期阶段为巨砾碳酸盐型旋回层，每个旋回都是由不同粒径的珊瑚块和其他碎屑物组成，最大砾石都出现在每个旋回的底部。底侵蚀面呈波状弯曲，具有充填的袋模特征。

剖面序列自上而下依次是（图 38）：

———— 未露全 ————

灰褐色土壤层，是原先风暴沉积的块状层，由于植被生长，成土化作用改造后，成为现今的植被生长层　　厚＜0.3 m

灰一灰黄色小砾风暴沉积层，可见 4 个旋回，每个旋回都是由下部粒序层和上部块状层组成，单个旋回厚 0.2 m

灰白、风化面呈褐色大砾风暴沉积层，下部粒序性明显，呈颗粒支撑，粒间胶结，弱固结，中部为块状层，顶部出现水平层，为单一风暴沉积旋回　　厚 0.3 m

风化面锈褐、新鲜面灰白色巨砾风暴沉积层，可见 4 个旋回，单个旋回厚度在 1m 左右，下部旋回层中的砾石直径大，最大可达 0.8 m，为块状珊瑚砾石

———— 未见底 ————

鹅銮鼻—龙磐一带剖面，还上覆有砖红色洪泛沉积层，一般厚在 0.5～3.0 m 不等。剖面序列自上而下是（图 39）：

顶部土壤层，共见 6 个土壤化层相互叠置，每一个土壤化层的成土化程度都不一样，有的微弱，有的强烈，半伴随着淀积作用形成灰质壳。然而，原岩的砂砾状结构仍未改变，砾石以硅质碎屑岩岩屑和软体动物碎块为主，粒序性已被破坏，单层均为致密块状。厚度大于 3 m。

黑褐色富含介壳碎片的风暴沉积，可见丘状交错层理，旋回层多达 12 个，是一种风暴晚期快速堆积的旋回层。单个旋回在 0.3～0.5 m。

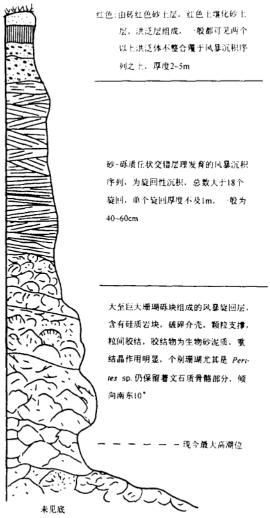


图 39　台湾恒春半岛东南岸鹅銮鼻—龙磐一带剖面图
（据张明书等，1999）

富含红土的风暴沉积，介壳碎屑明显减少，可见 18 个旋回层。

富含硅质碎屑岩砾的风暴沉积，可见 7～10 个旋回。每个旋回厚度增大，一般在 0.5～1.0 m，个别厚可达 1.5 m，上凸、下凹形丘状交错层理常见，每个旋回底侵蚀面的弯曲线加大，致使沟模、袋模构造清晰可辨。

土壤化层，呈块状，砂砾质，原始沉积构造已模糊不清，显示出是一个较长时间的风暴间歇期。厚 1.5 m。

下部风暴沉积旋回层，可划分出 10 余个旋回层。每个旋回层厚度只有 0.4 m，都具有底侵蚀面，粒序层较明显，由硅质碎屑岩砾、珊瑚骨砾组成，介壳碎屑很少，亦不见红土。

在现今最大高潮面以下，已被侵蚀成为浪蚀平台，形成陡崖海岸。此段落下的巨砾风暴旋回沉积，在该剖面未露出，估计台湾南岸的风暴沉积总厚度在 70 m 以上。

猫鼻头剖面是台湾南岸风暴沉积序列的中上部位，属于风暴作用晚期波浪作用所成，多为大型交错层理旋回，剖面序列如图 40 所示。

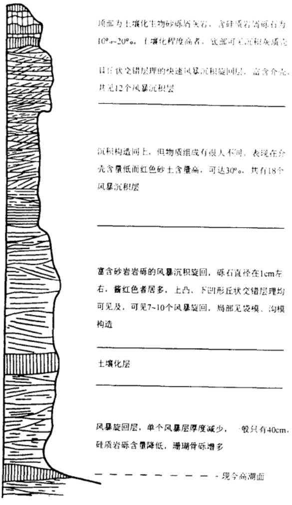


图 40 台湾恒春半岛猫鼻头剖面
（据张明书等，1999）

澎湖列岛上的风暴沉积，粒径显著变小，均为砂砾级碳酸盐型风暴沉积，分布在玄武岩侵蚀面上，厚度很小，如乌嵌剖面所示（图 41）。

2. 西沙群岛的风暴沉积

西沙群岛共有大大小小 31 个岛屿，其中由风暴沉积作用形成的岛屿为 20 个，约占三

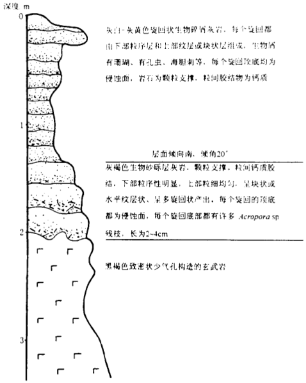


图 41　台湾澎湖西乡乌嵌村南剖面
（据张明书等，1999）

分之二。20 个岛屿中固结型老岛屿 15 个，全新世松散型沉积物组成的岛屿有 5 个。

七连屿是一个向东北方向凸出的礁盘，两端有两个沙岛，中部从西往东断续排列着 7 个由风暴作用形成的生物砾屑灰岩岛，每个岛上都能见到大型板状交错层理，浅槽状交错层理，Z 形、鱼骨状交错层理，是风暴流衰减期变形波浪作用形成的堤状沉积物，后被侵蚀破坏，成为一个个孤立的岛屿，呈串珠状，为向东北凸出的弧形带。相同的作用和沉积产物还见于东岛、珊瑚岛、甘泉岛、广金岛、晋卿岛、石屿、金银岛和银屿。

松散型沉积物组成的岛屿，以珊瑚岛东北小岛、咸舍岛和鸭公岛的特征最为明显（图 42）。它们的共同特征是：

（1）岛屿组成物均为生物骨屑砾石，砾石直径大者几十厘米，小者几毫米，但都具上细下粗的正粒序。

（2）平面形态呈螺壳形，一边外凸，一边内凹，突出的一边海拔最高，一般在 1～3 m，是迎流面，而凹的一边，不及 1 m，是背流面。

（3）内凹部分状似潟湖，个别口门还有障蔽坝体出现。

（4）在主流面内部形成帚状旋脊，少则四、五条，多者十余条，都是由相对粗大砾石

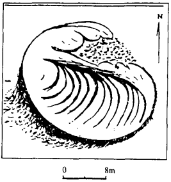
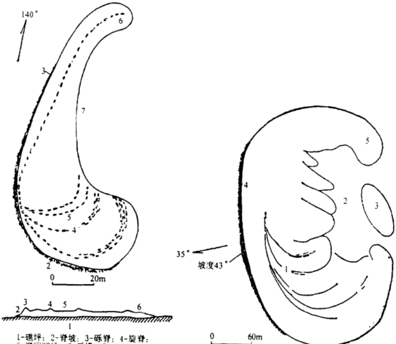


图 41 珊瑚东北灰砾岛



1-礁坪；2-脊坡；3-砾脊；4-旋脊；
5-脊间凹地；6-砾堤；7-潟湖

咸舍岛

1-旋脊；2-潟湖；3-隐蔽砾坝；
4-砾脊；5-砾堤

鸭公岛

图 42 风暴成因的岛屿特征

组成，是一种旋回性强水流作用产物。古相沉积中的Z形、鱼骨状交错层理似乎就是此种作用所形成，相互叠加起来，就成为一个个大型交错层理旋回。

东岛的风暴沉积曾被认为是全新世早期的海滩岩，但从东岛一井浅孔的碳、氧稳定同

位素曲线和地球化学综合曲线的特征看，与西石一井、三亚一井、三亚二井和三亚三井的 MIS 3 期以上段的特征一致（图 43），显然是末次冰期阶段的产物，其时代应为晚更新世，层位上与石岛组相当。

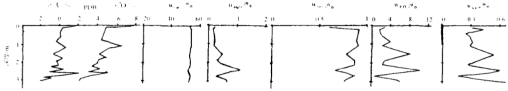


图 43　东岛一井综合曲线图

3. 海南岛临高角硅质碎屑型风暴沉积

这是中国海岸带硅质碎屑型风暴砾堤规模最大者，砾堤长大于 2 km，宽大于 1 km，高大于 10 m，主要由玄武岩砾石组成，杂有珊瑚和其他礁区生物骨屑。最大玄武岩砾石的砾径大于 1 m，重可达数吨，以 10～30 cm 砾径的砾石居多。

该砾堤的底部出露不全，基底特征不明，顶部由于修路、造田等人类活动所破坏，剖面序列中能明确判别出的风暴沉积自生旋回有 4 个，厚从 1.6～1 m 不等，最下部一个旋回的底部，砾径最大，个别滨珊瑚砾石直径可达 1.2 m，玄武岩砾石砾径大于 1 m，向上变小，顶部块状层中玄武岩砾石少，而生物骨屑砾石多。其他 3 个旋回的粒序层，随着砾石直径的变小，愈加清楚，其中有一个风暴沉积旋回，从粒序层到块状层几乎全是生物骨屑砾石。

类似该风暴砾堤中大块体硅质碎屑砾石，还见于台湾东海岸的小野柳，中新世黄绿色砂岩砾石，在风暴沉积序列中的砾径大于 1 m，单个砾石重量超过 1 t。

4. 硅质碎屑型风暴沉积序列

该序列在空间分布上相对较少，主要有两种类型。其一是崖脚堆积型，是风暴作用受阻于山前，强烈侵蚀，切割崖坡后，沉积在崖前的风暴沉积，旋回性明显，但粒序性则比较模糊，只有总体上的向上变细，尤其是风暴砾石层沉积，更加模糊。此类沉积的另一特点是旋回少、规模小，随着海平面的上升，常常演化为砾滩。主要见于大连地区、长山群岛和舟山群岛。其二是砂砾堤型，由一个个具大型交错层理的风暴层系叠加而成。每一次风暴为一个层系组，可由几个层系到几十个层系组成，每一个层系都具向上变细的特征，层系与层系之间没有交切。不同层系组相互交切、叠加形成复合长堤，延长从几百米至几公里，宽从几十米至数公里，高度从几米至二十余米，随着海平面的上升，侵蚀破坏后被认为是沿岸砂砾堤。中国海岸带上最大的砂砾堤见于秦皇岛、广东电城和海南岛的马岭。电城剖面由 4 个层系组组成，其物质组成均为花岗岩的风化产物，其时代经用石英砂粒的 ESR Ge 心测年，其结果为 14600～31800 a，属晚更新世末次冰期阶段的产物，产出特征如图 44。

5. 渤海湾西岸的贝壳堤沉积

自 60 年代初期，由李世瑜先生首开研究的先河，报道了三道蛤蜊堤（李世瑜，1962）。此后，历经 30 多年的研究，又被划分为四道贝壳堤，普遍认为是古海岸线变化的标志物，以 ^{14}C 年代数据标定均为全新世。它之所以被认定有岸线的标志意义，是因为最早发现于美

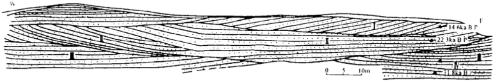


图 44　广东电城砂砾型风暴沉积剖面图

国的路易斯安那州的海岸（Rosell，1935），被描述为长而窄，大致平行于海岸的沙脊。因为这里所谓的沙脊，略高于沼泽，透水性能好，其上生长有终年常绿的橡树，当地讲法语土人称为 Chenier，源于法语 Chene，意为橡树。迄今，已成为贝壳堤的专有名词。

贝壳堤普遍被认为是沿岸堤，滩脊。近来研究发现，渤海湾西岸的贝壳堤，有两种产态，一种是古相的，一种是现代相的。所谓古相的是在地层中，有一定的沉积序列，它们不是线形地质体，而是一些不同时限形成的风暴沉积，有的还夹有 2 至数个土壤层。见于山东无棣王子岛、河北赵家堡、巨葛庄等地的贝壳堤剖面，序列特征明显不同，原先所谓的第一道堤，已发现有 2 个土壤层夹层；原先所谓的第二道堤中已发现 4 个土壤层夹层，并有陆生康氏中国蜗牛产出；第三道堤顶底出露不全，亦找到 2 个土壤层夹层。介于土壤层之间的贝壳类沉积层，具有典型的风暴沉积序列，每一旋回都是从底侵蚀面往上为粒序层，再上为块状层，有的序列里见到丘状交错层理，其特征与华南海岸带碳酸盐型风暴沉积序列非常相似，只是厚度小一些。现代相的贝壳堤是见于黄河口区和附近滨线一带，是一些活动性很强的线形堆积体，是古相风暴成因的贝壳堤破坏后的一种产物，其成因与古相完全不同，不宜用作将今论古的比较。

古相贝壳沉积序列中，是由具粒序层或大型交错层理的风暴沉积层系组相互更叠或被土壤层间隔的。一个层系组中可以是 2 个层系，也可以是 3 个以上的层系，每个层系都是正粒序，由粒序层和细粒块状层组成，具有颗粒支撑的结构特点。大型交错层理的层系中有楔状、丘状、槽状、鱼骨状交错层理，与华南、台湾沿岸同类沉积相似。

组成贝壳堤序列的物质组分以潮间带产出的软体动物破碎壳为主，以牡蛎壳、双壳类为主，在宁河表口、平度新河还有单一牡蛎壳体组成的风暴沉积层，尤以表口剖面的粒序性最明显，至少可分出 3 个强度不等的风暴旋回。此外，像浮游有孔虫、底栖有孔虫，甚至热带海域的双壳类残片亦可见于其中。以往用这些破碎壳的组合样品为材料，进行常规 ^{14}C年代分析，其时代从数百年到六千年，文物、瓦块、砖头都夹杂于其中，于是被认为是有史以来的产物。然而，在常庄子一个河流相沉积与风暴贝壳堆积层交互更叠的序列剖面中，以石英砂的 ESR Ge 心年代测定，却得出了 26900 a，B. P. 和 46100 a，B. P. 的结果（图 45，图 46）。相比之下，石英砂粒的 ESR Ge 心测年结果应当更可信些。一则因为实验表明，Ge 心法优于 E' 心，前者将样品在太阳光下照射 1 h，信号为零，测不出年代，后者照射后回不到零；二则以破碎壳为材料的常规 ^{14}C 年代，受新碳污染严重，因为它既与大气，又与淡水发生过多次二氧化碳的交换，不可避免地会产生指数性年轻化。因此，渤海湾及其沿岸地区的沉积序列、时代需要重新厘定。

6. 华南海岸带的风暴沉积

以碳酸盐型为主，主要分布在闽南的苦鹅头，粤北的海山，雷州半岛的灯笼角，广西

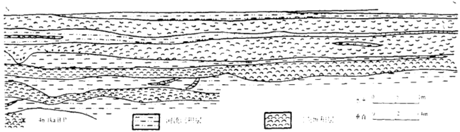


图 45　河北丰县常庄贝壳堆积剖面图

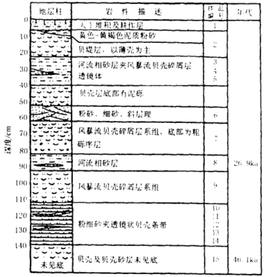


图 46　河北丰县常庄贝壳堆积柱状图

的涠洲岛，海南岛的木烂头，五龙港，三亚，鹦歌海等地，其特征大同小异，以粤北海山出露范围最大，剖面序列厚度最大，复合砾堤特征最明显，断续出露长度达 5 km，宽从几百米至 3 km，海拔高达 6 m，当地称为“壁隆”，海山镇旧称黄隆，即来源于此。当地改革开放以前盖的房屋，几乎都是用的风暴成因的生物砾屑灰岩。

剖面序列自上而下是（图 47）：

———— 未见顶 ————

灰白色块状化石土壤层，母岩为风成砂层，含陆生蜗牛化石，如康氏中国蜗牛 *Cathaica confuan* (Hiber)　　　　厚 0.6 m

灰白色土壤化砂砾层，仍可见风暴粒序，是成土化作用改造过的风暴沉积层，厚 0.3 m，局部可见到 3 个类似的土壤化砂砾层

灰白色石英-生物碎屑灰岩，总厚 6 m，由数十个风暴沉积旋回组成。单个旋回厚在 8 cm 至 20cm 不等，多为二单元结构，即由下部粒序层和上部块状层组成。粒序层为砂砾质，砾石大小

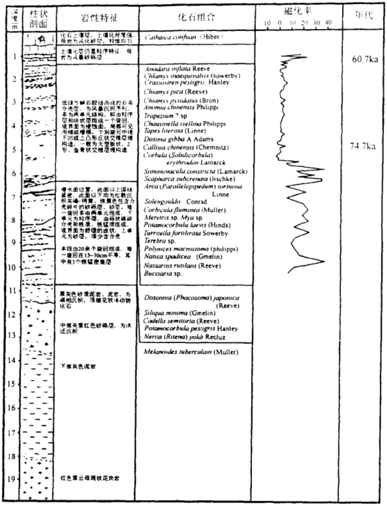


图 47　广东饶平海山晚更新世风暴沉积综合剖面图

不等，从几毫米到几厘米，由软体动物壳屑，石英、长石颗粒构成，甚至可以出现花岗岩岩砾，尤以牡蛎壳、蛤壳居多，全为磨损剧烈的破碎壳。砂级颗粒中可见较完整的有孔虫，假轮虫的房室清晰可辨。每个风暴旋回层的底界都是侵蚀面，呈波状弯曲，幅度可大可小，弯曲大的常出现沟模、袋模和槽模。个别旋回中可见丘状交错层理，既有上凸型，亦有下凹型。生物骨骼碎片经南京地质古生物研究所蓝锈研究员、潘华璋研究员鉴定的有：*Anadara inflata* Reeve（魁蚶），*Chlamys inaequivalvis* (Sowerby)（不等瓣套海扇），*Ch. pica* (Reeve)（花鹊套海扇），*Ch. pyxidatus* (Born)（箱形套海扇），*Anomia chinensis* philippi（中国不等蛤），*Trapezium*? sp.（梯蛤），*Clausinella isellina* philippi（伊萨伯帘蛤），*Tapes literata* (Linne)（缀锦蛤），*Dosinia gibba* A. Adams（凸镜蛤），*Callista chinensis* (Chemnitz)（中国仙女蛤），*Corbula* (*Solidicorbula*) *erythrodon* Lamarck（红齿坚篮蛤），*Sinonovacula constricta* (Lamarck)（缢蛏），*Scapharca sub-*

crenata (Lischke)(毛蚶), *Arca* (*Parallelepipedum*) *tortuosa* Linne (扭蚶), *Solen gouldii* Conrad (大竹蛏), *Corbicula fluminea* (Müller)(河篮蚬), *Meretrix* sp. (文蛤), *Mya* sp. (海螂), *Potamocorbula laevis* (Hinds)(光滑河篮蛤), *Turritella fortilirata* Sowerby (强肋锥螺), *Terebra* sp. (笋螺), *Natica spadicea* (Gmelin) (褐玉螺), *Polynices macrostoma* (Philippi) (大口乳玉螺), *Nassarius rutilans* (Reeve) (光织纹螺), *Buccinaria* sp. (蛾螺)

以上序列位于潜水面以上，由重结晶的低镁方解石粒间胶结，固结度高，当地用以代替砖、石，建造房屋。

灰白色含石英生物骨屑砾岩层，弱固结，向下逐渐变为松散沉积层 厚 0.3 m

灰黄—土黄色细粒风暴沉积层，粒序层薄而块状层厚，生物碎屑含量甚微，由 4～5 个风暴沉积旋回层组成，底界面呈波状起伏 总厚 0.5 m

灰褐色生物骨屑砾石层，含长英质砂土物，未固结。生物骨屑经鉴定有：*Dosonia* (*Phacosoma*) *japonica* (Reeve) (日本镜蛤), *Siliqua minima* (Gmelin) (小荚蛏), *Cadella semitorta* (Reeve) (半扭小衾蛤), *Potamocorbula laevis* Hanley (光滑河篮蛤), *Nerita* (*Ritena*) *yoldi* Recluz (齿纹蜓螺) 厚 15 cm

土黄色—锈黄色风暴沉积层，从底界面到粒序层为锈黄色砂砾层，生物骨屑多，上部块状层为土黄色砂土层，几乎找不到生物骨屑碎片 厚 0.25 m

土黄—灰黄色风暴旋回层，由 6～8 个风暴沉积旋回组成，最顶部只有粒序层，厚只有 4 cm，中部 3 个风暴沉积旋回均为二单元结构，由粒序层和块状层组成，粒序层中含有生物骨骼碎片，而块状层均为硅质碎屑砂和粘土。底部风暴沉积旋回的粒序层几乎全由生物骨骼碎片组成，砾径在 1～2 cm 之间，单个旋回厚在 0.15 m 左右 厚 0.6 m

灰黄—锈黄乃至铁黑色风暴沉积旋回层，共见 8 个旋回，单个旋回厚在 10～15 cm 之间，粒序层铁染明显，色浓重，块状层不含生物碎屑，有的全为细—粗粉砂 总厚 1 m

灰白—锈黄色无生物骨屑风暴沉积旋回层，单个旋回厚在 10～15 cm，粒序层由 0.3～1 cm 的石英、长石、岩屑组成，块状层为砂级碎屑，有时含小砾 厚>2 m

—————未见直接接触界面—————

黑灰色砂质泥岩，为湖相沉积，含隆凸似黑螺化石 *Melanoides tuberculata* (Muller) 厚>1 m

紫红色砂砾层，为洪泛沉积 厚>2 m

黑灰、灰色湖相沉积泥岩 厚>5 m

—————侵蚀间断面—————

红色黑云母斑状花岗岩

该剖面上部的风暴沉积，用石英砂粒的 ESR Ge 心测年，获得 60.7 ka 和 74.7 ka 的年龄值，磁化率测定结果，与 MIS5 期相当。因此，该剖面序列反映了末次间冰期期间的事件类型和气候-环境演化的基本特征。顶部土壤层，特别是化石土壤层属于 MIS4 期的风成沉积；潜水面以上的风暴沉积为 MIS5a，潜水面附近的间断面和生物骨屑含量的突然由少到多，为 MIS5b 的位置；下部频繁交替的松散型风暴沉积旋回为 MIS5c；完全不含生物骨屑砂砾的风暴沉积为 MIS5d；底部湖泊沉积为 MIS5e。

该剖面序列与哈因里奇 (Hienrich) 事件相对应的位置，却只有一个 H6。

7. 澳大利亚西海岸的风暴沉积

澳大利亚西海岸从帕斯 (Perth) 到艾克斯茅茨 (Exmouth) 镇长达 1200 余公里的海岸带上，晚第四纪事件沉积分布得相当广泛，类型亦多，其总体特征与中国海岸带晚第四纪事件沉积，无论在类型上或是在出现的层位上，都非常一致。所不同的是风沙沉积的高角

度前积层理，全都倾向北或北东，与中国海岸带前积层层理倾向南或南西的特点遥相对应，表明其盛行风向为南西向。其次是碳酸盐型风沙-化石土壤层交互更叠序列更加广泛和厚大，土壤层可厚达十余米，根化石可以粗大到树化石。风暴沉积序列伏于风沙-土壤层序列

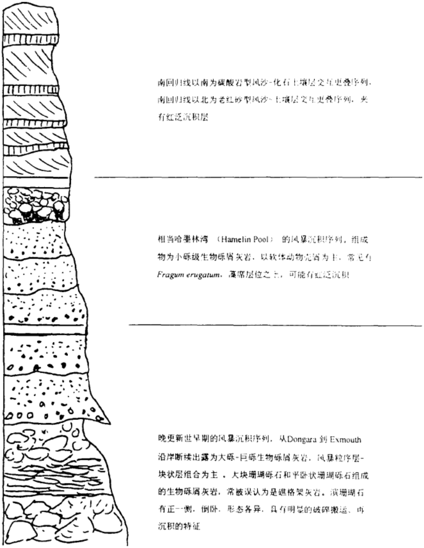


图 48　澳大利亚西海岸（Perth to Exmouth）晚第四纪事件沉积示意图

之下（图 48），从上到下大致可以分出 3 种类型，上部为风暴藻席序列，集中出现在哈墨林湾中，原先毯状藻席已被侵蚀成一个个蘑菇状，顶面与现今海平面相仿，与现代水体条件不符。其下为砂砾级到小砾级风暴成因的生物砾屑灰岩，与广东海山的风暴沉积序列极为相似，除了生物砾屑的属种不同而外，沉积构造、序列特征大同小异，甚至在采挖手段和

开发利用方面都是相似的。下伏大砾到巨砾生物砾屑灰岩，是强风暴期的产物，与台湾南岸的风暴沉积相似，过去西澳矿物资源局定为海相沉积，也曾把它当成末次间冰期的珊瑚礁进行研究。实际上，这些生物砾屑灰岩中的大块文石质的滨珊瑚有的是正态，有的侧态，有的卧态，而倒立出现的砾石也不鲜见，不具原地营造生长特征，而破碎、搬运再沉积的特点极为明显，值得重新研究厘定。

第七节 珊瑚礁沉积作用

一、概述

珊瑚礁，顾名思义是由珊瑚群体在其生存发育，增生繁衍中营造而成的礁体，是生物礁生态分类的一种，也是晚新生代时期热带海域浅水环境所特有的一种沉积地质体。现代的珊瑚礁区风光秀丽，多姿多彩，是人们向往的旅游胜地。特别是礁区中的岛屿，形态各异，大小不等，像一艘艘战船矗立在海上，挺拔高大的椰树往往是岛上的主要植被，雅致的别墅，掩映在绿树丛中，在蓝天、碧海的衬托下，构成一幅幅天然的美景。由珊瑚和其他生物骨骼砂粒组成的海滩，环岛分布，在阳光照射下，像一条玉带似地缠绕在郁郁葱葱的岛缘，别有一番情趣。水中的鱼类五颜六色，在形态各异的珊瑚丛中，游来游去，呈现出一派勃勃生机，常被人们誉为水上花园。

珊瑚礁地质学，研究得很早，单从达尔文提出环礁是地壳下沉、海平面上升的学说以来，已经超越了一个多世纪，可是作为地球科学中的一个分支学科，却还很不成熟，任何一门独立的分支学科，至少要有立典的本学科的基本理论，拥有本学科的系统性理论专著。就珊瑚礁地质学来说，亦应有明确的三度时空演化规律的总结和系统的理论专著。然而，从珊瑚礁地质学来看，这两方面都不具备，国内外已知所有与珊瑚礁有关的著述，都是区域性和描述性的，而且多是两维的地貌形态分类和生态研究，或者是距今千年以来的生物演化研究。迄今为止，既没有建立起生物礁的基本相模式，亦未能总结、完善出生物礁（包括珊瑚礁）沉积地质学的基本规律和各种亚环境的判别标志。除了地域性和专题性论述外，国内外所有版本的海洋地质学，有关生物礁（或直接称珊瑚礁）的部分，都是寥寥数页，内容相当贫乏，距离一个分支学科所要求的内涵相去甚远。我国从 80 年代初期以来，在西沙群岛、南沙群岛，先后施工了 5 口全取心钻井，对中新世初期以来的礁序列进行了比较系统的沉积地质学研究，对礁区各种环境的特点、相互关系以及区分标志等都有了一套比较完整的理性解释，其中许多基本规律已经在古礁沉积地质学研究中予以应用，收到很好的判别效果，为进一步升华、总结奠定了基础。晚第四纪珊瑚礁沉积作用，在全球范围内，尚缺少统一的、规范的研究方法和判别标志，特别是在什么是礁体，什么是非礁体沉积物，它们在成因上的差别，是如何造成的？^{14}C 测年方法，铀系测年方法在珊瑚礁体和非礁体沉积物中的适用程度等，都还缺乏足够的认识，因此，出现的分歧和失误比比皆是，本书将进行必要的讨论并作出明确的回答。

珊瑚礁沉积学的基本原理，既包含一般沉积学的原理，如相连续性原理，自然界是有序的，三大环境是相互转换的以及高能-优势保存等等之外，还有其自身的造礁生物营造作用，伴生生物的协调作用，海平面升降变化的匹配等方面的动力学原理。特别值得指出的是，珊瑚礁沉积作用与珊瑚礁区内的沉积作用是两个完全不同的概念，前者是单一的沉积

作用，实质上就是成礁作用；后者既包含前者，又有其他多种多样的沉积作用，其产物在物质组成上可以差别很小，但在成因上却可能大相径庭，珊瑚礁区诸多沉积地质学问题的出现，往往是导源于对此问题的认识不足。

珊瑚礁是全球晚新生代以来，热带海域最为广泛而又壮观的沉积地质体，特别是南中国海、爪哇海、班达海、加勒比海和美国东南部沿岸及其岛屿，红海南部，南太平洋岛屿和澳大利亚沿岸，都有重要的礁区分布。中国晚新生代珊瑚礁区集中在南中国海，尤以西沙群岛和南沙群岛的范围最大，东沙群岛、中沙群岛范围较小，海南岛沿岸为岸礁区。此外，台湾及其周围岛屿亦有零星分布。

二、珊瑚礁研究简史

全球范围内，对珊瑚礁的认识起源于何时，迄今难以考证清楚。不过，从有文字记载的叙述来看，中国是最早认识珊瑚礁的国家，比西方国家要早1200多年。大约在东汉年间，就有航海者在南海发现珊瑚礁，例如《扶南传》中记载："涨海（即今南海）中，有珊瑚洲，洲底有盘石，珊瑚生长其上也。"（据曾昭璇，1997）。其后，晋、南北朝、隋唐、宋、元、明、清等都有珊瑚礁的记述。

国外，在16世纪以前，没有珊瑚礁的记载。16世纪，西班牙航海家华纳，描述了红海的珊瑚礁和岛屿，首次指出陆岸珊瑚礁和浅水潟湖珊瑚礁。17世纪，法国科学家庇拉尔观察了马尔代夫群岛的珊瑚礁，并绘制出马尔代夫环礁全图。此时，所有研究者都把珊瑚礁视为植物，并不清楚珊瑚的成礁作用。在18世纪法国学者庇拉松澳尔和特拉姆波尔以及费尔斯加勒的研究，不仅证明珊瑚是动物，而且还明确了珊瑚的成礁作用。

进入19世纪，随着西欧资本主义的兴起和对外扩张，像英、法、荷兰等国家不断从海上寻找殖民地，大大促进和推动了航海、探险事业的发展，从而也就加深了对珊瑚礁的认识。著名航海家柯克，就是最先用"生物礁"一词来称谓暗礁和珊瑚岛的人。柯克观察了澳大利亚大堡礁以后写道："堤像一串石灰质的链子从深海中升起，形成一堵宏伟的石灰岩墙壁。当落潮的时候，这个长达2000 km的巨墙的顶就露了出来"。1772～1775年曾陪同柯克航海的奥斯特也曾指出，珊瑚礁都发生于热带海洋，造礁珊瑚必须在高温条件下方能顺利生长。他还认识到珊瑚礁只能发育到海平面，珊瑚在超过落潮基准面以后就不能生长。超过涨潮基准面以上的生物礁，是由于波浪的推拥作用把各种生物的骨骼碎片堆积起来形成的。奥斯特也曾认为珊瑚能生活在很深的静水里，宏伟的大堡礁是珊瑚垂直生长形成的。

19世纪初叶，西欧诸国的海上扩张，也刺激了俄国，纷纷派出航海家去航海旅行，如科采布、沙米索、舍绍尔茨等，在太平洋的一些礁岛的观察中，他们明确了环礁是一组礁岛组成，存在着可以通航的潮道口，也发现这些环礁是从很深的水下升起来的，还发现迎风面的礁永远比背风面的高，礁潟湖的水深不大，湖底亦有珊瑚生长，认识到珊瑚礁的增长全都在外洋一侧，而不是在平静的潟湖中。达尔文曾经赞誉过科采布，他说："在全部有关礁的文献中，我最喜欢科采布的记录。"著名的南极探险家和环球旅行家别林斯高晋曾经首次描述过露西亚珊瑚礁群岛和其他太平洋中的礁岛，提出珊瑚礁是从水下的山脉上发展起来的。

伟大的科学家达尔文，集众家之长，于1837年他就系统地科学地总结出对珊瑚礁成因的论述，又于1842年发表了珊瑚礁构造及其分布的专著，精辟地阐述了珊瑚礁的成因，系统地叙述了造礁生物的特点，分出了三类珊瑚礁，即岸礁、堤礁和环礁。达尔文还明确指

出造礁珊瑚的适宜水深是 20～40 m，从而以礁基的沉降说来阐明礁体隆升和厚度增大的原因。丹纳继承和宣传了达尔文的理论，出版了《珊瑚礁和珊瑚岛》，提出珊瑚生长最有利的水温是 20～25℃，海水盐度是 35‰，他还认识到，富含泥沙悬浮物的水体和河口区，不利于珊瑚的生长。麦尔在参加"齐林捷尔"号航行中，发现太平洋和印度洋的环礁，多发育在火山岩上，就提出珊瑚礁是发育在尚未露出水面的火山锥顶部，并提出环礁潟湖是礁灰岩被溶解以后形成的。麦尔的火山上升区成礁学说，曾得到许多人的支持，迄今仍有一些学者同意这种错误的论点。达尔文为了验证自己的下沉说，希望能有一位富翁出资在太平洋或印度洋的环礁上进行钻探。这一愿望在他死后，才得以实现。1890 年由英国皇家学会出资，Sollas 带队，决定在太平洋埃利斯群岛的富纳富蒂环礁上，首开钻探的先河，于 1896 年开工，一直到 1899 年只钻进了 1114 英尺（相当 300 余米）。这样浅的深度显然穿不透整个礁的厚度，无法证明环礁的成因。但是，钻出的岩心中，夹杂着许多瓣鳃类和腹足类的壳体，大大超过了它们生存的深度，有力地动摇了上升论信心，很快便使一部分学者转向支持达尔文。

20 世纪初，是珊瑚礁研究的兴旺时期，Vaughan 的"古生代珊瑚礁"一书，强调生物礁的生态条件和生物礁的指相意义，总结了 19 世纪下半叶在生物礁研究方面的主要成果。1928 年美国学者 Cumings 和 Shrock 在"印地安纳州及其邻区的尼亚加拉世珊瑚礁及其地层关系"一文中，首次提出"Bioherm"和"Biostrome"两个概念，用以区分丘状礁和层状礁。林克则是将礁的空间分布纳入时空坐标的先驱，提出了海平面的升降变化能影响礁的生长方式，分出了海侵礁和海退礁，这是礁地质学研究的最重要进展之一。詹姆斯将礁的成生与发展归纳出 4 个阶段，虽然比较简化，但对建立礁的产物模式是有益的。朗曼将成熟度概念引入生物礁，并总结了识别成熟复礁体沉积相的方法，但把复礁体中不同环境产物视为横向上都是有序的，倒是一种误解。威尔逊对古礁 9 个相带的划分，同样亦是一种误导。

进入 80 年代以后，我国在西沙群岛利用钻探手段，钻取完整岩心序列，进行礁序列沉积地质学研究，将礁地质学研究推向了一个新高度。进入 90 年代，西沙群岛钻探序列的研究和西沙礁序列磁性地层学的研究，更加丰富了礁地质学的内容。

中国的珊瑚礁集中分布在南中国海海域，由我们的祖先在航海、捕捞过程中发现，并从地理和地质地貌的角度，进行了记载和总结，对南沙群岛数以百计的礁岛、西沙群岛数十个岛屿，都程度不同地进行了观察和总结，经过 1000 多年的积累，虽说不是专门的学术研究，却给后人留下了宝贵的资料，对航海、气象变化、专业调查等，都有很好的参考利用价值。这些宝贵的记载，为证明南沙群岛、西沙群岛自古以来就是伟大中国的一部分，提供了强有力的证据。

我国对珊瑚礁的研究大致可以分 3 个阶段：第一阶段是零星研究，时间间隔持续很长，从公元 2 世纪认识珊瑚礁始，至 20 世纪 50 年代。在这样一个漫长的时限里，真正从地学角度开展研究的学者寥寥无几，其中成效最大，基本与当时国外水平相适应的研究者是马廷英先生，他发表了大量著述，阐述了珊瑚礁的形成，与古海洋状况的关系，特别是利用珊瑚判断海水温度以及海水温度对珊瑚生长速率的影响等。可惜的是无人继承马先生的研究，而使我国在珊瑚礁地质学研究方面拉大了与国外研究的距离。第二阶段是从 50 年代到 80 年代初期，是地理地貌—生态分带—两维地质研究阶段，无论从投入的人力、资金和所

属单位都是空前的，而且几乎全部都是在西沙群岛范围内开展工作。这一阶段的主要成就是对西沙群岛各个环礁的范围、地理位置、地貌形态类型、组成物性质、造礁珊瑚和附生生物的分带和生态特征等进行了全面系统的总结，也对礁区一些特殊的地质现象作出了各自的解释，已公布的文章和报告以及专著在百篇（本）以上，对我国珊瑚礁地质学的研究，推上了一个新高度，也为后来的研究奠定了基础。在这个阶段，也曾在永兴岛施工了西永一井，钻穿了礁序列，开创了我国利用钻探手段研究珊瑚礁的新纪元，也为后来的钻探取心研究提供了借鉴。第三阶段是从 80 年代中期至今，是将珊瑚礁序列沉积地质学研究推向珊瑚礁地质学分支学科的阶段，也是我国能否在 21 世纪成为珊瑚礁地质学研究在全球领先的关键时期。这一阶段已获得的成就就是以海洋地质研究所在西沙群岛的系列研究成果和南沙科学考察队的系列成果为代表。研究证明任何一个礁区，其环境类型都不是连续的，礁区沉积物也不都是海相的，不同类型的事件沉积产物丰富多彩已经是礁区沉积物的一大特点（业治铮、张明书等，1984；张明书等，1987，1989，1990，1991，1992）。各种综合性手段，特别是稳定同位素地质学和环境磁学方法用于礁序列的沉积地质学研究，其效果是显著的，对过去全球变化有明显的判别意义（张明书等，1989，1990，1991，1994；中国科学院南沙综合科学考察队，1992；朱袁智等，1997），礁序列的年代学和成岩作用研究也获得了许多新进展（张明书等，1997）；已经初步建立起了礁的成因模式（张明书，1996）。21 世纪，应当把礁序列三度时空的研究推进到一个新的高度，并力争在我国率先建立起生物礁地质学分支学科。

三、珊瑚礁地质学的研究方法

珊瑚礁地质学的研究不是单一学科可以完成的，它涉及到沉积学、沉积岩石学、古生物学、古生态学、埋藏学、层序地层学、事件地质学、地球化学、稳定同位素地质学、环境磁学、年代学等多学科的内容，而且是从两个方面去运用。其一是野外宏观研究，又可分为两种情况，一是单纯野外露头的宏观观察研究（包括水下潜水观察），另一种是在宏观观察的过程中，还进行一定的钻探施工（包括浅钻或较深的钻探等）。无论哪种情况，宏观观察研究中，要把所研究的区域分出不同的环境类型，将每一种环境类型的产物从三度时空去研究它们的序列、特征、三大自然环境的转换关系，以及旋回性的特点。根据每一种环境产物的特点，确定使用的手段，制订取样的方案，然后予以实施。因此，野外宏观研究的质量，取决于对环境判别和三度时空序列判别的能力；也取决于对各个学科知识运用的能力。野外工作没有哪个剖面上的样品种类、数量是可以套用的，必须从实际和需要出发，那些不做三度时空沉积地质学研究，只进行等间距加密取样，挑选特定测定物，送实验室分析测定，进行换算，再在电脑上作出曲线，用文章公布出去的作法是不可取的，即便不被摒弃，也只能是在爬行，实难有开拓性的结果。野外对礁序列进行钻探取心，无论采用什么样的设备，钻取多长的岩心，在方法上必须切记下列事项：

（1）进尺必须采用小回次，30 m 深度以下的钻孔，每个回次不应大于 0.8 m，以 0.5m 为宜；30 m 以上的钻孔，每个回次不应大于 0.5 m，以 0.2～0.3 m 为宜。这样做既能保证高的采取率，又不会卡钻。当然，劳动强度和工作量要加大，施工时间的计算与同类工作的其他地区不同。

（2）潜水面以上的钻进可注淡水，潜水面以下的钻进必须使用干钻，切不可注泥浆或海水。珊瑚礁区的钻探施工与其他同类工程不同，它硬度小，松散层多，孔隙亦多，而且

有溶洞，无论注泥浆或水都不能反上来，没有什么实际意义，反而会污染了岩心，也破坏了淡水体。干钻可以保持无污染，同时亦可使钻孔成为应用淡水体的抽水井。

(3) 钻进后必须使用套管。

(4) 工作人员必须跟班编录，使每一回次的岩心不出现倒置，特别是松散沉积层，更应小心外倒，连续装袋。若能采用双管单动钻进，则只需把岩心管的回次进尺和上下标明即可，然后回到室内再剖开研究。

珊瑚礁区的宏观研究，必须改变以往文献的误导，即把从礁潟湖（相当盆地）—礁坡—礁格架—礁后（包括礁坪、礁坪潟湖和岛屿）等，视为一个大的环境单元，是连续的横向动力分带。实际上，环礁潟湖、礁坡、礁格架、礁坪、礁坪潟湖、岛屿等都是各自独立的环境，它们在横向上不是连续的动力分带或地球化学相带，纵向上也不是连续叠置的关系。任何一个礁序列中，都不会出现这种所谓连续的相序。威尔逊的9个相带没有一个礁油气田验证出来，也是因为这种相带根本不存在，它们是不同的环境，不是连续的邻接关系。认识不到这一点，研究工作将导致最终的失败。

珊瑚礁区的宏观研究，必然碰到岛屿和礁坪，这两个环境永远不会处在上升带，以往那种岛屿必上升的误导，必须放弃。这两个环境都是事件沉积作用产物，在成因上与全球性海平面变化没有直接的联系。任何一个珊瑚礁区内，现今表现为生机勃发的繁茂生物带，是一个由海向陆减薄的带，厚度一般都不超过5 m，它们是全新世的产物，其下紧接的是一个间断面，再下就是晚更新世的产物。当前，国际范围内，之所以把20 m以上的礁沉积物，置于全新世，都是基于^{14}C年代测定结果。必须指出，珊瑚礁区或礁序列上部的松散沉积物，无论是砂级或是砾石级的生物骨骼，都不宜用作^{14}C年代测定，原因是这些砂或砾石都属于异地搬运再沉积，有的经过多次变动，并非原地埋藏。因此，它们既与大气又与海水甚至还与降水发生过CO_2的交换，交换量是难以校核的，指数性的年轻化是必然的。

珊瑚礁区的宏观研究，需依据先整体后局部，由粗至细，从区域等时面、环境界面、自生旋回序列或他生旋回序列等的不同，分出环境类型，再按不同环境类型分别去研究其空间产态、序列特征，组成物的成分变化、粒度变化、外动力条件、沉积构造、有无旋回性，旋回之间的环境类型，转换特点，能否划分出亚环境等等。在完成上述研究的基础上，制订出取样方案，按实际情况制定样品的间隔距离。野外采集时宜尽可能加密，回到室内送样测定时可选送单数或双数样，视结果再决定是否全部测定，无论疏密，每个采样点的样品都应当是组合样，使之既能做物质组分、粒级变化等物相分析，也能进行地球化学、稳定同位素、环境磁学、年代学等的测定等。

宏观研究中，宜仔细观察和寻找无沉积作用界面和那些看来像是微不足道的色调变化，而实际是一次重要事件的标志物，如氧化铁或锰的薄膜状富集面、微细的藻叠层面（容易被误认为是藻包裹体或缠绕物）。

所获岩心的宏观研究，其程序是先剖样，将岩心柱沿中心线分开，一半保存，一半用以测定、分析。每管样分开后，先拍照，使之能从照片上明确看出岩心柱由上而下各个位置的特征和变化，是最原始的实际资料，附在报告或专著中，读者不仅可以全面系统而又真实地看到整体岩心的特点，也能起到检验、评价原始观察研究的质量和样品采集的合理性。同时，对学术界共同探讨一些礁地质学的理论问题以及随着技术手段的进步，再深化研究是非常有益的。

按孔深记录素描整体岩石类型、色调变化、组分特征变化、沉积构造、有无界面和其他特征物、相同生物骨骼的延续状况和有无白云石化或去白云石化的现象等。在此基础上，首先系统测定磁化率，然后再全面系统地采集各种样品，其种类有古地磁样、碳、氧、锶稳定同位素样、X 光衍射定量测定样和年代测定样。古地磁样品测定后用作薄片和地球化学分析。

薄片的镜下观察研究的质量是室内研究能否深化的关键。它不仅可以全面系统地总结出物质组分的性质、含量、支撑类型、微环境状况、成岩作用及其性质、类型、成岩环境、生态特征、孔隙类型和面孔隙率，事件沉积作用性质、特征以及某些界面的状况等，而且可以选出需做微区研究的位置，进一步磨制电子探针薄片，进行微区分析测定。研究表明，珊瑚礁序列的地球化学分析内容以 CaO、MgO、SrO、全铁、Fe_2O_3、MnO 和稀土元素为主，与磁参数、稳同结果相匹配，对古气候、古海洋状况所提供的信息量及其对珊瑚礁形成、演化的基本规律能够做出合理的解释，并能不断地有所发现，有所前进。

珊瑚礁序列的年代测定方法还很不成熟，^{14}C 年代时限短，很难选出未经新碳污染的样品。珊瑚礁形成后，一直处在开放系统，成岩变化迅速，文石质珊瑚骨骼仅在序列上部保留，因此，铀系法测年的适用性亦不理想。利用 ESR 的 Ge 心法和氧空位的浓度法测定珊瑚骨骼年代，可以从几千年到千万年级，与磁性地层学结果相匹配，是当前较为适用的方法。测年方法的不成熟，也是影响礁地质学深化发展的因素之一。稳定同位素、磁化率曲线与深海同时限序列的对比，仍是基本的时序判别方法。

四、珊瑚礁体的定义及成礁条件

Longman（1981）概括了以往文献的概念，提出了一个与 P. H. 赫克尔（1974）相似，也与 E. R. 卡明斯（1932）提出的生物礁含义相一致的定义，即“礁体系指任何在生物影响下形成的碳酸盐沉积物筑积体，它影响了邻近区域的沉积作用（因此在一定程度上有别于周围的沉积物），沉积时在地形上高于周围沉积物。”这一定义说出了礁体的特性，但不完善，H. A. 洛温斯特姆（1950）和 N. D. 纽厄尔（1953）强调的要具备坚固生物格架的内容是核心的，不可或缺的。所谓礁格架并不像 Longman 所理解的那样广泛，如他所说的非钙质的捕泥生物、藻类和海草采集形成块状粘结碳酸盐岩等，都不能称其为格架。因此，本书的礁体定义是：“造礁生物与伴生生物在其生长繁衍阶段，相互增生叠加，营造出高于和区别于同时期沉积地质体的生物筑积体，就是礁体”。

礁体成生的过程，是一种生物营造组合适应海平面升降变化的均变作用，其序列组合为自生旋回。James（1984）将生物礁的生成分为 4 个阶段，即先驱阶段，也叫定殖阶段，是造礁生物与伴生生物在前期适宜的环境界面上，生长聚集；第二个阶段称为拓殖阶段，是紧接着第一个阶段的繁衍增生，形成礁格架的基础；第三阶段叫泛殖阶段，应称其为筑架阶段，营造增生出礁格架；第四阶段叫统殖阶段，是礁格架被改造或破坏的阶段。应当说，James 的分阶段成礁理论基本上是正确的，但是应把第四个阶段去掉，它已经不属于成礁环境，而是成礁后的侵蚀环境或其他沉积环境，是非自生旋回的产物，应当剔除。如果把这种成礁过程简化一下，实际上就是两个阶段，即在前期环境界面上（侵蚀间断面）形成礁基相沉积，是礁格架固结增生的基础，礁格架相的生长方式和产态取决于礁体类型和与海平面升降变化的匹配状况。

造礁生物与伴生生物能否持续不断地繁衍增生，除海平面升降变化的主控因素外，尚

有水温、透光性、水深、水质及悬浮物数量，食物链等诸种物理、化学、生物等因素的影响。造礁珊瑚属于无脊椎动物中的腔肠动物，有石灰质的骨骼，能从自己的身上长出新的个体，分裂繁殖又都不离开母体，不同群体密集生长在一起，就筑成了礁格架。珊瑚触手的数量有的是 8 的倍数，有的是 6 的倍数，它体内隔板的数目与触手一致，是 6 的倍数者叫六射珊瑚，是 8 的倍数的叫八射珊瑚。由于六射珊瑚都有很粗壮的骨骼，成为营造礁格架最重要的造礁珊瑚。

造礁珊瑚最适宜的水深在 5～20 m，最适宜的水温在 20～28℃，水质要求清澈、透光性好，氧气充足，悬浮物少。造礁珊瑚最密切的伴生者就是藻类，虫黄藻就是珊瑚的主要食物。围绕着珊瑚礁的繁衍增生，各类动物为苔藓类、棘皮类、海绵、原生动物、腔肠动物、鱼类等，几乎无所不包，真是五颜六色，绚丽多姿。从澳大利亚 Ningaloo 珊瑚礁水下剖面观察，现代珊瑚生长带在 10 m 水深处最繁茂，且以块状珊瑚为主，随着水深的变浅，珊瑚种属变异较大，枝状珊瑚丛越来越多，进入礁坪带，则只有零星活体珊瑚显示出礁格架的生长方式是从海向陆地方向收缩，是典型的海侵型岸礁。

造礁珊瑚和伴生生物是非适宜条件下，如水温低于 18℃或高于 30℃，水深小于 5 m，或大于 30 m 等等，并非完全不能生存，而是生长速率变慢，造礁珊瑚种类减少等等。位于同样纬度的海区，由于边界条件不同，则造礁珊瑚的数量差别很大。澳大利亚的大堡礁是全球最大的堡礁体系，其造礁珊瑚的种类总数为 330 种，往南依次是 252 种（Swainreefs），237 种（Capricorn Bunker group），112 种（Flinders reef），111 种（Elizabeeh & Middle reefs），48 种（Solitary island），60 种（LordHowe island）；位于同纬度带的西澳，也就是印度洋东岸，造礁珊瑚总数只有 283 种，在 Rowley Shoals 只有 166 种，在 Abrolhos island 为 157 种，到澳大利亚西南部，只有 30 种，澳大利亚南部海域只有 3 种（119）。西部海域不仅没有宏伟的堡礁系统，而且独立的小礁区也很有限。我国海南岛沿岸约有 150 余种造礁珊瑚，而西沙群岛和南沙群岛海域有 200 多种，台湾南岸海域只有几十种，加勒比海只有 50 余种，西太平洋可多达 700 种，可见不同海域，造礁珊瑚种类和成礁条件差异很大，影响礁体成生与发展的因素远比现今知道的因素要复杂得多。

五、礁区环境类型及其相关性

现今任何一个珊瑚礁区的沉积地质体，都是由两类或者三类沉积物组成，在堡礁和环礁区，由于远离陆地，陆源组分难以到达，除了个别因火山喷发作用带来硅质碎屑物以外，几乎全为生物骨屑堆积，它们是由具有礁格架的礁体和由其他非成礁作用形成的生物骨屑堆积体组成，其物源主要还是来自于礁体。在岸礁区除了具有礁格架的礁体，非礁碳酸盐堆积体以外，还可能有硅质碎屑型堆积体。

Longman（1981）把隆起礁称为复礁体，并划分出 7 种相（表 19）。

表中所列出的 7 个相带，Longman 认为各带之间是一种渐变关系。换句话说，它们都是邻接相带，按照瓦尔特相律，它们在纵向上应当是一种叠置的关系，与詹姆斯的礁体成生概念完全不同。从西沙珊瑚礁复礁体的调查和钻探取心研究表明，Longman 的认识是不正确的，从潟湖到盆缘堆积体的 7 个相带，各自都是独立的环境，它们之间都有侵蚀间断面，都有各自的自生旋回，应建立各自的产物模式。礁格架相是独立的成礁地质体，有独立的成礁模式。它们彼此之间，仅仅是由于地理位置和地貌形态的差异所致。单个珊瑚礁体比同时期沉积地质体的隆起幅度并不很大；复合礁体才能高出于相邻沉积物几倍、几十

表 19　现代复礁体里的沉积作用和相的特征

相	沉积作用及对生物的控制因素	可保存的生物类　型	粒级	分选性	格架数量	典型深度 m	主要岩石类　型
澙湖	低能、掘穴、偶发的水流和混浊，可能有陆源物质输入	软体动物，棘皮动物，小粟虫类，有孔虫、介形虫	泥与粗粒骨屑混合	差	0	5～30	粒屑泥晶灰岩
礁后沙	偶发的风暴及横过礁体的水流，跳跃搬运、重力滑动	仙掌藻、小粟虫类，小红藻，稀少的指状珊瑚	粗粒	中等—好	0	1～10	粒屑灰岩
礁坪	偶发的风暴，水循环通畅，泥的簸选	指状珊瑚，红和绿藻，较大底栖有孔虫，礁顶珊瑚	粗粒—极粗粒	中等	0～10%	1～3	粒屑灰岩，散布的珊瑚
礁顶	高波能，恒定的湍流，水循环甚佳	阻波珊瑚和藻	很粗	中等—好	0～80%	1～30	粘结灰岩，生物砾屑灰岩
礁格架	水循环好，高波能——偶达较大深度	丰富的珊瑚、藻、软体动物、棘皮动物、有孔虫	格架和沙	差，在某些洞穴中是泥	20%～80%	1～30	礁格架灰岩，粘结灰岩
礁坡	有限的光线，偶发的湍流，礁体碎屑的重力搬运	软珊瑚，平展的板状珊瑚，海绵	混合的	差	5%～40%	20～50	粒泥灰岩，泥粒灰岩
盆地外缘岩堆或称坡脚岩堆	偶发的湍流和静水，透光性差，有重力搬运和滑塌	浮游有孔虫	细粒—中粒	中等—好	0	<200	粒泥灰岩，泥粒灰岩，颗粒岩

（据 Longman，1981，稍加补充）

倍的高度，形成礁台地。

礁台地的形成有两种模式可供参考，其一是 Longman (1981) 提出的，分为暂时海退或区域性上升时期礁体生长阶段；海面稳定期间礁体生长阶段和礁体生长速度与海平面上升平衡阶段（图 49）。值得注意的是，图中各个阶段，都没有 Longman 自己所描绘的 7 种相，也从另一个侧面证明了 7 种相不是连续的邻接相序关系，而是不同环境产物的叠置关系。第二种是本书提出的模式（图 50），图中 B 为基底岩层，FⅠ、FⅢ、FⅤ为双向礁格架（环礁或堡礁系统）海侵型礁体形态和位置，FⅡ、FⅣ、FⅥ为海退型礁体，两者随着气候的变化而作相应的变化，中部Ⅰ、Ⅲ、Ⅴ、Ⅶ为礁湖沉积。海侵礁的礁格架生长方式与海退礁礁格架的生长方式恰恰相反，海侵礁筑高，海退礁能扩大台地范围，相互交替，一期期增生而成为拔出海底几百至几千米的台地。

两种模式可以适应不同的气候环境条件，后一模式更适应第四纪期间冰期与间冰期（或阶）频繁交替的气候条件，海平面升降变化同样频繁，礁格架增生的方式将明显不同。礁格架生长状态和迁移变化快的特点，就成了任何一个单一的钻孔岩心序列里，只能出现

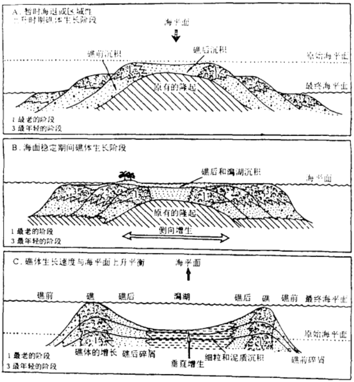


图 49 礁体生长与海退、稳定海面和海侵的关系

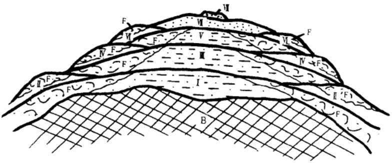


图 50 珊瑚礁台地成生模式图

很少的礁格架相的重要原因，其与非礁格相沉积的厚度比从 1∶5～1∶20 不等。

野外快速判别礁格架相属海侵型（间冰期）或是海退型（冰期）的方法极为简便，若是单向礁格架，找出尖灭端，视其指陆还是指海，指陆者为海侵型，指海者为海退型，其斜度大小，是判别成礁时与海平面升降变化的适应程序，斜度越大，升降速率越大，斜度小，说明海平面趋于稳定。此外，从伴生环境产物亦可大致判别，礁格相上覆沉积为礁后

相沉积的礁体，一般为海退型；若礁格架相上覆以礁潟湖相或礁坡相，则为海侵型。礁潟湖有两种大小不同的类型，其沉积物特征亦有所区别。环礁潟湖，水深在几十米，沉积物粒度细，珊瑚碎块少而藻类物质多，甚至常可见藻团粒，红藻石之类的特征物，在岩石类型上以泥粒灰岩，粒泥灰岩为主。礁坪潟湖水浅，位于礁后碎屑物多，生物砾屑（或砂砾屑）灰岩多，有斑点礁或大珊瑚块出现，可明显区别于前者。

礁顶相不是所有现代礁区都能见到，古相礁体中不可能保存，就像现代河流的天然堤不可能保存在古河流沉积序列中的道理一样，它是处于侵蚀环境。它的成因也不是 Longman（1981）所说的那样，是礁格架的一部分，而是风暴浪将破坏后的礁块带至礁缘，成为高出于礁坪的隆起物，范围小，难以保存。

六、礁序列研究进展和问题

1. 概述

利用钻探取心研究礁体成因，曾经是达尔文为验证他的假说而设想的一种手段，直到第二次世界大战前后，才在富纳富提环礁、Kita Daits Gima 环礁和埃尼威托克岛上进行过钻探，取得过数百米的岩心，但却始终未能解决珊瑚礁沉积学问题。澳大利亚大堡礁只有200多万年的发育历史，一些岛屿上施工的浅孔，像 Britomart reef 的 B-1、B-2，也都只达到第四纪晚期。我国自 1974 年在西沙群岛首开礁体钻探的先河，虽然不是全取心，却钻穿了礁体序列，确定出基底为前寒武纪古老地层（627Ma）。钻探进尺达到 1384.6 m，礁碳酸盐沉积序列总厚度为 1251 m，命名为西永一井。1983～1987 年原地质矿产部海洋地质研究所在西沙群岛进行了西沙礁相第四纪地质研究，施工了 3 口钻井，其中永乐环礁琛航岛的西琛一井，孔深 802.17 m，宣德环礁永兴岛（西永二井，位于西永一井西 1 km 余，孔深 600.02m，西永一井北侧约 800 m 的石岛上钻有西石一井，孔深 200.63 m。1990 年中国科学院南沙综合科学考察队第 12 航次调查队在南沙群岛永暑礁的礁坪上，施工了一口全取心钻井，命名为南永一井，孔深 152.07 m。1994 年该考察队在南永一井东南侧相距 100 m 处又施工了南永二井，孔深 413.69 m。上述钻孔岩心或岩屑，都进行了多学科，综合性实验分析手段进行了研究。此外，在海南岛的小东海、大东海岸礁区也施工了一些浅孔，也进行了与深孔相匹配的研究内容，从而使我国已成为礁序列研究成果最丰，无论从研究深度或广度上，都解决了许多沉积学问题，像礁区环境判别，礁序列的综合分析比较，碳、氧稳定同位素、古地磁、锶同位素的应用和相模式的建立等，应当说，已处在领先的位置（张明书等，1986，1987，1989，1990，1993，1995，1996，1997；沙庆安、朱袁智等，1992；朱袁智、沙庆安、郭丽芬等，1997）。

2. 晚第四纪礁序列研究的问题

海南岛南岸珊瑚礁在横亘鹿回头岬角的 3 km 长度内，施工 3 个浅孔，由西往东分别命名为三亚一井、三亚二井和三亚三井（图 51），其剖面序列如图 52 所示。潜水面以上为风暴衰减期沉积，具大型板状、鱼骨状、Z 形交错层理，由十多个风暴沉积旋回组成，每个旋回底部为侵蚀面，往上为粒序层和块状层，组成物几乎全为鹿角珊瑚碎枝。潜水面附近有钙结壳，厚 1 cm 左右，致密坚硬，由低镁方解石组成。再下为岸礁和礁后碎屑沉积；它们不整合覆于下更新统湛江组灰绿色砂岩之上。三亚二井和三亚三井的礁格架灰岩，其形态是由海向陆变薄尖灭，显示出海侵型岸礁特征。经过鹿角珊瑚的碳、氧稳定同位素测定，MIS2-5 期的特征比较明显，2、4 期富集氧的重同位素，3、5 期富集氧的轻同位素，三孔的

礁格架灰岩均对应在MIS3期中（图53），MIS1没有明显显示，三亚二井和三亚三井都缺失MIS5，表明鹿回头岬角的原始地形是中部高、两侧低，三亚二井厚度最小。

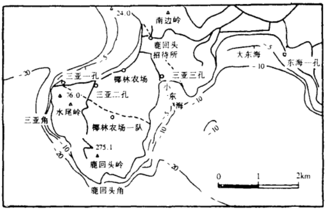


图51　三亚湾—小东海一带钻井位置图

（据张明书等，1990）

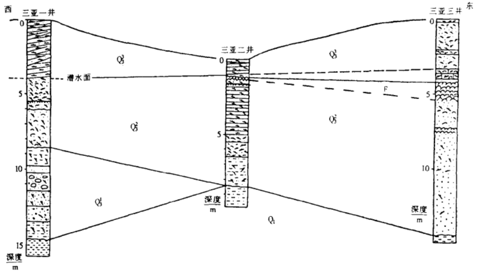


图52　三亚一井—三亚三井柱状剖面对比图

（据张明书等，1990，略有补充）

Q_1—更新统湛江组；Q_3^1—上更新统早期；Q_3^2—上更新统中期礁序列；

Q_3^3—上更新统晚期风暴沉积序列；F—礁格架灰岩

与碳、氧稳定同位素相一致的样品，进行了CaO、MgO、SrO、P_2O_5、Org（有机质）测定，其结果反映在图54中，除CaO含量变化幅度小，曲线特征比较平直，MIS各期反映得不够明显，而MgO、SrO、P_2O_5和Org，MIS各期的特征与氧同位素曲线均有很好的匹

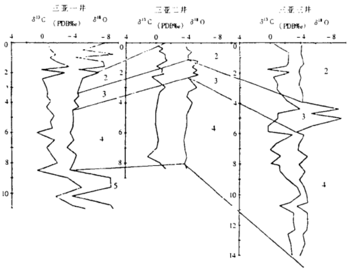


图 53 三亚一、二、三井 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 曲线图

配，特别是 P_2O_5 和有机质，与相对冷期呈正相关，似乎与冷期的风驱上升流密切相关。

在大东海礁坪上，用汽油钻获取 5 m 岩心，地表是礁后碎屑沉积，岩心序列中亦为珊瑚骨砾组成的礁后相沉积，具有上细下粗的旋回性序列，以鹿角珊瑚所进行的碳、氧稳定同位素和 CaO、MgO、SrO、P_2O_5、Org 测定，其综合曲线列入图 55，其特征与三亚一井、三亚二井、三亚三井中上部可以对比，相当 MIS2-4，尤以 3 期特征最明显。西沙群岛的西石一井、西永一井和西永二井，呈北东一南西向分布在石岛和永兴岛上，三孔的岩心序列连成一条剖面，晚第四纪地层和礁体生长发育演化关系非常清楚，相当 MIS5 期的礁格架，在北侧，由北东向南西尖灭，在南侧，则由南西往北东尖灭，中部则为西永一井所钻获的礁潟湖沉积，海侵型双向礁格架特征极为明显（图 56）。西石一井风沙-化石土壤层沉积序列与礁后沉积序列的对应性也十分明确，西南风将潟湖或礁后砂往北堆积，而北东向盛行风又将其形成沙丘，不断加积、筑高，从而形成海拔最高的石岛。

晚第四纪礁序列研究表明，以往的某些概念，有必要重新认识和进行再研究。

（1）原生礁与次生礁问题，建议只用礁与非礁的概念，因为过去所叫的次生礁，已被证明为非礁碳酸盐沉积物，其组成物几乎都是生物骨屑，但其成因却多种多样，有风成、风暴成因，风驱波浪成因等等，属于非成礁过程的产物，不宜纳入礁的概念。

（2）对于那些真正具有礁格架相的礁体，以往都认为是湿暖期的典型标志物之一的概念，亦需要深化和发展。若将这一概念用于海侵型的礁体是正确的，而对于海退型的礁体，则就不够妥当。末次冰期时的低纬度区，暖阶成礁不成问题，冷阶时水温会明显降低，盐度亦有所变化，但总体边界条件的改变，并不能危及珊瑚礁的生长，只是礁格架的增生随海平面的降低而向海伸延。这种不同气候阶段形成的礁体，其标志意义是完全不同的。运用礁判断气候环境，需先弄清是海侵型还是海退型，那种见礁就是暖期的概念，应有限制地使用，或改为只要见到海侵型礁体，就可认定是暖期的产物，就不会有误了。

(3) 研究表明，晚第四纪礁序列的厚度，在岸礁区不超过 20 m，而在环礁区，则在35～45 m 间，后者较前者厚一倍，其原因是岸礁为单向礁，只有单一来源，而环礁是双向礁，双向来源，厚度增大一倍十分合理。

(4) 利用碳、氧稳定同位素、地球化学等方法研究晚第四纪礁序列表明，无论哪种成因的沉积产物都没有发现全新世沉积，而利用序列中的生物骨屑进行^{14}C 年代测定，全新世的年代值，会延续到 15～25 m 的位置。国外研究者几乎毫无例外地运用单一^{14}C 年代测定法标定晚第四纪礁序列，从而出现厚大的全新世沉积，进一步引伸就使礁序列成为放大的沉积记录。例如大堡礁中部 Britomart 礁的序列，全新世厚度为 19.8～25.5 m（图 57，图 58）。埃尼威托克环礁的晚第四纪序列，采用铀系法测年，5 个钻孔岩心的全新世沉积厚度，最大者亦不足 15 m（图 59，图 60）。若把海南岛和西沙礁序列中的生物骨屑用不同测年方法的测定值与之比较（表 20），它们之间有许多相近之处，但都与碳、氧稳定同位素测定值及其曲线所反映的时限要年轻得多，到底哪一种结果更符合客观实际，值得地学界深化研究。不过，有一点可以肯定，礁序列里的生物骨屑，已不是原地埋藏，而是被风力、风暴、波浪反复簸选、搬运过，它们在死亡后，曾经多次与海水、大气，甚至淡水中的 CO_2 发生过交换，其年轻化是无疑的。同时，由于交换次数、交换量是未知数，现有校正方法不足以证明能够判定被新碳污染的量。这些生物骨屑未经胶结成岩，仍然保留有文石质的骨骼成分，是因为它们始终处在开放的干系统中，铀、钍含量及其蜕变过程与直接被埋藏者的封闭系统是大不相同的，年龄值的误差是会很大的，因为沉积物中的铀在搬运中会被带走一部分，放射性同位素的供给随时间不是恒定的，同位素比值也是变化的，年龄测定值必然是有误的。利用序列中的生物骨骼进行磁化率和碳、氧稳定同位素测定，相互匹配与冰岩心或深海同时段剖面对比，应当是可行的方法。

在澳大利亚 Ningaloo 礁区水下观察发现，礁坪表层活体珊瑚分布十分零星，随着地形坡度的

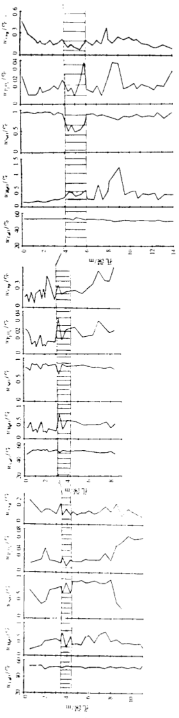


图 54 三亚一、二、三井地球化学曲线图

表20 年代数据比较表

孔深 m	大堡礁 Britomart reef 布—1孔	大堡礁 Britomart reef 布—2孔	西沙群岛 西石1井	西沙群岛 西永1井	西沙群岛 西永2井	西沙群岛 西琛1井	马舍尔群岛 Enewetak Atoll PAR—15	马舍尔群岛 Enewetak Atoll PAR—16	海南岛 三亚一井	海南岛 三亚三井	海南岛 大东海1井
	5225±65* 5490±80*	3120±65* 3355±100* 3890±90* 4565±90	23630±300* 25280±380* 25810±400* 20200±235* 17900±170*		3800 +200/−300 **	2100±70* 1865±60* 2155±65*		2120±85* 3675±95* 6030±115* 5705±115* 7900±500** 7145±115*	6120±90*	2450±75* 3775±80*	7640** 12000*** 10000***
10	6852±70* 6525±85* 8660±125*	4715±75* 4800±90* 8265±95*	19590±195* 24720±330* 26930±690*	6790±95*		2685±70* 3000±70* 4170±70* 24870±450* 100000±8000**	128000±7000**	131000±7000**			
20	31610±550* 28015±485*	8310±235* 8925±155*	69000*** 19350±1050* 22130±410* 38845±1050* 131000±10000**	22730±415*	130000±8000**	36750±1350* 147000±10000**					
30			167000±19000**	>40000* 118000±8000** (50m)	208000 +22000/−18000 **		>417000** (39m)				

* ^{14}C测年结果；** 铀系年龄；*** ESR测年结果。

（张明书等，1990）

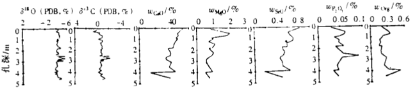


图 55　大东海一井综合曲线图

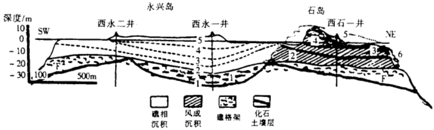


图 56　永兴岛—石岛钻孔剖面图

（据张明书等，1990）

1—Q_3^1；2—Q_3^{2-1}；3—Q_3^{2-2}；4—Q_3^{2-3}；5—Q_3^{2-4}；6—Q_4；F—礁格架

加大，活体珊瑚和伴生生物繁衍增生密度加大，而且随着水动力的强弱不同，珊瑚种类明显不同，水动力弱者，枝状珊瑚组合发育，水动力条件强化区，则以块状珊瑚组合为主。这些现代活体礁格架的深度是从礁坪的 0 m 到礁坡的 5 m 左右，是以礁坪顶部侵蚀面为基础的，它们似乎才是全新世期间成生的珊瑚礁，侵蚀面往下就是上述各地礁序列的顶部。南海礁、大堡礁、埃尼威托克礁都属于太平洋区相同时限的礁体，理应位于相近的深度，目前这种参差不齐的状况是不合理的，需要采取适宜的测年方法，进行同步研究。

（5）晚第四纪礁序列中的事件沉积，同样具有频繁的冷暖期交替更叠，但其旋回性不像前述的风沙-土壤层更叠旋回，也不像风暴沉积旋回那样容易识别，原因是没有特定的沉积构造和标志层。但是，许多有标志意义的现象却值得给予足够的关注。

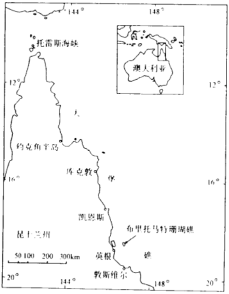


图 57　布里托马特礁地理位置图

①火山碎屑物出现或富集的部位，需判明是近源喷发降落还是远源漂流而至。实践中在剖面序列里见有浮岩砾石，而区域内并无同类岩浆喷发，则可证明是远源漂流而来。若

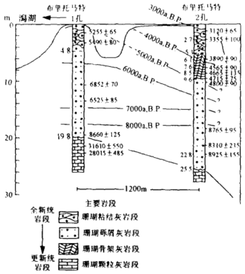


图 58　布里托马特礁钻孔柱状剖面图

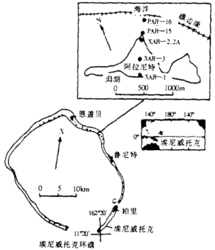


图 59　埃尼威托克环礁位置图

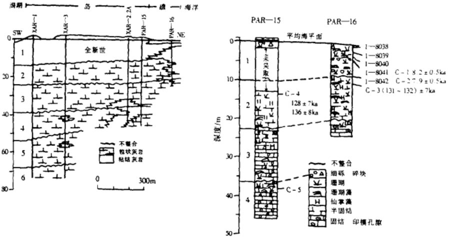


图 60　埃尼威托克环礁钻孔柱状剖面图

以相对冷期火山活动频繁的概念来看，那么这样的层位应代表湿暖气候阶段。

②陆源碎屑沉积量的增多与减少，是气候-环境变换的标志物，可通过对这些碎屑物的粒度、成分、搬运方式去判别气候-环境条件。

③磷酸盐化层的出现，是相对冷期上升流的表现，在西沙礁区晚第四纪沉积序列中反映的极为明显。胶磷矿沿颗粒间隙分布，具有胶体溶液皮壳状缠绕的特征，而且呈现出间隔性层中富集的规律，显然不是由于鸟粪淋滤成因。

①上细下粗的碎屑沉积旋回层，是礁序列的最大特点，旋回层之间都被侵蚀面所分隔，而且每个旋回层的生物骨骼成分、含量、粒径大小都不尽相同，反映出物源、水动力条件有很大的不同，可从其中所赋存的有孔虫种属的生态条件去判别水温条件，进而推导气候-环境条件。研究表明，这些旋回层往往是相对冷期的产物，而侵蚀面则代表相对暖期，也是成礁期，由于礁体的迁移性特征，使平剖面上见不到交替更叠的特征。

3. 晚新生代礁序列研究

为了使我国珊瑚礁序列的事件地质学研究进展和存在的问题更加清楚，将以往研究结果和部分新材料集中起来，综合地加以比较分析，纳入本书，不仅有益于今后的深化研究，也有助于晚第四纪事件地质学的研究。因此，将西沙群岛三口 200 m 以上的钻井和南沙的南永一井和南永二井的主要序列剖面分列出来，从中可以看到它们的共性和特殊性。现按照施工先后顺序排列如下：

(1) 西永一井，1974 年施工，这里公布的材料是 1989 年西部石油公司提供的孔深 4～344 m 区间的碎屑样品，每个样品间隔为 2 m，由作者等重新进行了镜下物相分析，以全岩样作出了磁化率、碳氧稳定同位素和多项地球化学分析（图 61，图 62）。该孔岩石地层学研究，孔深 0～30 m 为礁后碎屑沉积，磨蚀较剧，圆度高；30～46 m 为礁坪潟湖相沉积，藻屑多；46～170 m 为礁潮相粒泥灰岩或泥粒灰岩；170～344 m 白云化强度不等的潟湖相泥粒灰岩或粒泥灰岩，绿藻、红藻泥屑异常丰富。磁化率数值的垂向变化，有明显的分段性，总体上与岩石地层序列一致，上部的匹配性要比下部好。氧同位素曲线与岩石地层的匹配性要比磁化率高，而磁化率曲线与氧同位素曲线之间的相互匹配具有明显的规律性，即富集氧的重同位素位与磁化率高值位相对应，也就是相对冷阶位；富集氧的轻同位素位与磁化率低值位对应，相当暖阶。孔深 174 m 处开始的白云石化位（也是冰期终了位），在磁化率曲线上反映得不明显，而氧同位素曲线反映得极为明显。

磁化率值与各种地球化学参数之间的对应关系，亦有着相当明显的规律性。磁化率值高，钙低、镁高、锶高、磷低、钙/镁比值低，反之亦然。磁化率曲线与电阻率曲线对照亦有一定的负相关（图 63）。

磁化率信号强弱变化与深度和成岩作用、白云石化并无明显的相关性，而与沉积物中铁含量呈现出明显的正相关（图 64）。但是，变化幅度并不是非常和谐，其原因可能取决于铁的价态，若是三价铁，则比较和谐，若二价铁高，可能就会不太和谐。

(2) 西永二井，1984 年施工，为全取心钻孔，孔深 600.02 m，只对孔深 400 m 以上的岩心进行了系统研究。岩石地层划分从上而下是上更新统上部(Q_3^2)，位于孔深 0～17.72 m，为礁后相生物骨屑碎屑层；上更新统下部 (Q_3^1)，位于孔深 17.72～31.36 m，为礁格架相灰岩，属于海侵型礁体；中更新统 (Q_2)，位于孔深 31.36～106 m，为礁坪和礁潟湖相生物骨屑沉积交替更叠层，局部出现磷酸盐化层，已固结成岩；下更新统 (Q_1)，位于孔深 106～180.52 m，为礁潟湖相泥粒灰岩，粒泥灰岩，底部见有礁后砾屑沉积旋回层；上新统 (N_2)，位于孔深 180.52～377 m，为环礁潟湖相粒泥灰岩，泥粒灰岩交互层，白云石化普遍；中新统 (N_1)，位于孔深 377 m 以下，亦为深潟湖相沉积，白云石化更加显著。

孔深 0～400 m 礁序列全岩样的碳、氧稳定同位素分析和地球化学参数以及方解石、文石、白云石 X 光衍射定量分析结果显示（图 65），气候波动幅度最大位在中新世晚期到上新世末和末次间冰期以及末次冰期阶段，各种地球化学参数的变化异常位，与岩石地层划分

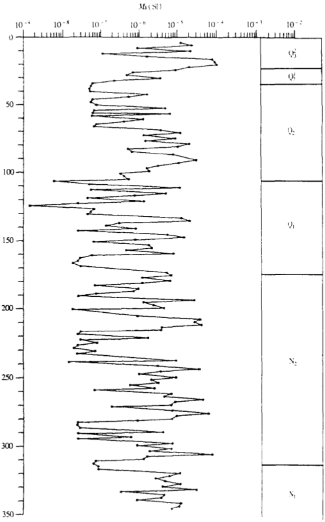


图 61　西永一井礁序列的磁化率曲线图

的界限和碳、氧稳定同位素的高，低值均有和谐的匹配。第四纪底界位于上新世大冷期之终了位，也是白云石化的终了位，与西永一井相一致。

西永二井礁序列的磁化率值变化幅度相对较小(图 66)，一些主要界面事件位置，与碳、氧稳定同位素曲线能够匹配，但远不如西永一井那么明显。目前对于生物骨屑碳酸盐沉积物的磁参数变化的研究，还处在探索阶段，生物骨骼被磁化的难易程度；同一种壳屑在成岩作用前后的磁学行为有什么异同；在缺乏铁磁性矿物的生物骨屑碳酸盐沉积物中，制约磁化率值变化的机制等问题尚需做大量试验研究。

(3) 西琛一井与西永二井同期施工，孔深 802.17 m，作者只研究了孔深 0～400 m 的岩心序列。该孔岩心采取率高，固结度亦高，除了碳、氧稳定同位素和地球化学参数，方

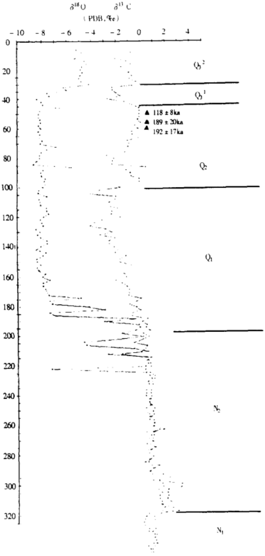


图 62　西永一井礁序列的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 曲线图

解石、文石、白云石 X 射线衍射定量分析以外，还进行了超导古地磁测量和全岩样的锶同位素组分测定。同时，也用铀系、ESR 等测年方法进行了年代学研究，所获得的年龄值与现有地层划分方案相适应。N_1 与 N_2 的分界准确，并有有孔虫等生物地层学的依据（张明书等，1989、1991）。

该孔岩石地层学划分为 7 段，孔深 0～12.31 m，为礁后岛屿松散相沉积层，全为生物骨屑，文石质骨骼均未方解石化；12.31～16.91 m 为礁坪—礁坪潟湖相生物骨屑砂、泥及

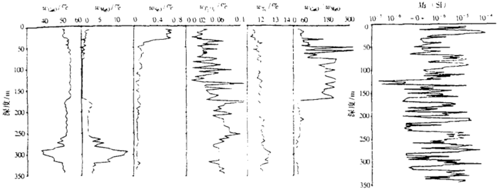


图 63　西永一井磁化率与地球化学参数曲线对比图

（据张明书等，1994）

Tc—电阻率曲线；*Ms*—磁化率曲线

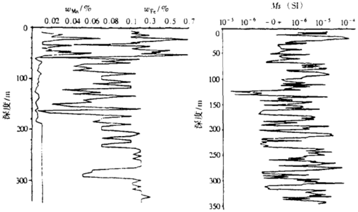


图 64　西永一井磁化率与铁锰含量曲线对比图

（据张明书等，1994）

砾石沉积，文石质骨骼大多未方解石化；16.91～30.6 m，为礁格架灰岩夹砾屑灰岩，珊瑚垂向增生明显，文石转化为方解石；30.6～98.36 m 礁潟湖相粒泥灰岩、泥粒灰岩等；98.36～179.5 m，礁后相潟湖沉积的泥粒灰岩、颗粒岩及粒泥灰岩等；179.5～319.05 m，深潟湖相沉积，藻灰岩普遍，可见多层红藻石灰岩，普遍白云石化，强弱交替变化；319.05～400 m，礁潟湖相藻泥粒灰岩和粒泥灰岩，白云石化更加普遍。

该孔礁序列的全岩样碳、氧稳定同位素和地球化学参数、方解石、文石、白云石 X 射线衍射定量分析结果，相互匹配的十分和谐（图 67）。氧的重同位素富集位与低钙、高镁、高有机质相对应。碳酸钙含量的旋回性变化与氧同位素轻、重同位素值旋回性的变化相匹配，是古海洋环境条件的反馈。西沙珊瑚礁区礁序列中虽然没有陆源碎屑加入，但并不排除陆源碎屑物的稀释作用，太平洋型碳酸盐旋回在冰期时碳酸钙含量增高，而该序列显示

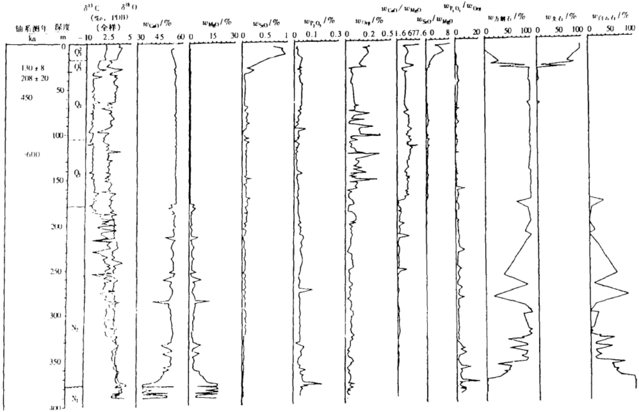


图 65　西永二井礁序列综合曲线图

（据张明书等，1989）

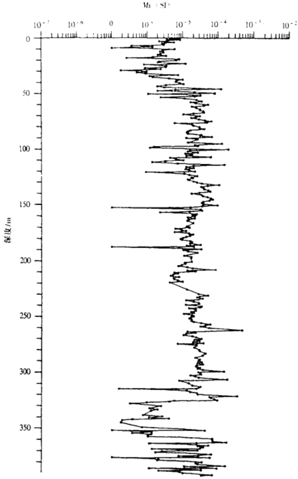


图 66　西水二井磁化率曲线图

出冰期碳酸钙含量降低，很可能与邻近大陆，使边缘海海水性质有别于大洋水有关。礁沉积物是浅水环境产物，其碳酸钙含量变化与碳酸钙溶解作用关系不大，而作为各种生物骨骼来说，均为生物化学作用所成，骨骼碳酸钙含量与生成时的海水条件相适应。因此，礁序列中碳酸钙含量变化能够提取出古海洋条件演化的信息。此外，海水中 CO_2 的溶解度与温度成反比，温度升高，CO_2 的溶解度降低，反之则升高，溶于海水中的 CO_2 能产生碳酸，并可解离为 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 两种络阴离子。因此，溶解碳在海水中是以 CO_2、HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 三种不同形式存在，而三种形式溶解碳的含量、总溶解量与温度、压力和 pH 值密切相关。温度升高将增加各种 CO_2 的反应速度，同时也减少海水中气态 CO_2 的溶解度；温度降低则会使 CO_2 的反应速度减缓，增加海水中气态 CO_2 的溶解度。海水 pH 值的变化，对溶解碳的形成有明显的制约关系。高 pH 值有利于形成 HCO_3^- 和 CO_3^{2-}，而低 pH 值有利于形成 HCO_3^- 和 CO_2，而碳酸钙的沉淀需要 CO_3^{2-} 与 Ca^{2+} 的结合。处在开放系统的西沙礁区，在

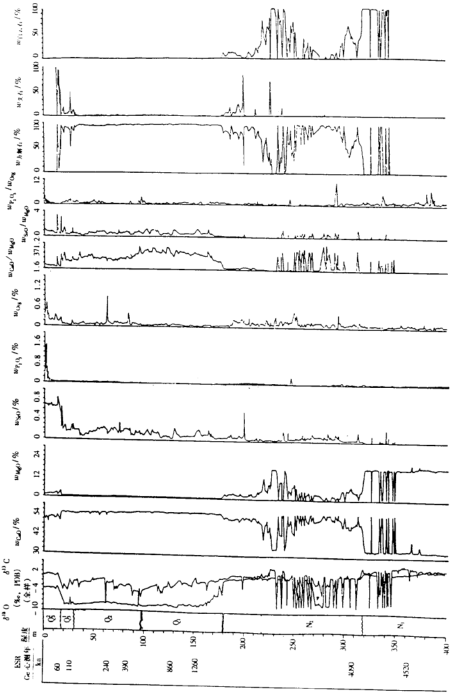


图 67 西琛一井综合曲线图
（据张明书等，1989，1997）

冰期或相对冷阶，表层海水温度降低，盐度增高，pH 值降低，使进入生物骨骼中的钙离子降低，总体碳酸钙含量也就必然降低。而间冰期或相对暖阶，表层海水温度升高，盐度降低，pH 值增高，进入生物骨骼的钙离子增加，碳酸钙含量增高也是必然的（张明书等，1992）。因此，利用碳酸钙含量变化可以大致判断西沙礁区的气候变化状况，至于能否适用于其他礁区尚有待研究。镁含量与钙为互补关系，MgO/CaO 比值亦可反映气候演化状况。

西琛一井礁序列的磁性地层学研究表明（图 68），礁序列的天然剩余磁化强度比预想的要高得多，可达到 10^{-7}Oe，非超导磁力仪亦可进行测定。西琛一井磁化率值变化异常位，与西永一井和西永二井大致相适应，但变化幅度小。测定出的 4 个极性时与岩石地层学和氧同位素曲线划分的地层界限，除了第四纪底界有所不同外，其他均相吻合。该孔第四纪底界原划分在孔深 210 m 处，是根据 *Globorotalia truncatulinoides* 在全球的出现位而定的。磁性地层学测定结果，松山极性时的底界，亦即与高斯极性时的分界位在 179.5 m 处，恰恰是白云石化作用消失位，这个层位在西永一井、西永二井都很稳定，极易对比，而 *Globorotalia truncatulinoides* 在全球的出现位并不稳定，最高可达奥杜威事件中部、底界，亦可出现更下的部位。同时，西琛一井原鉴定层位重新取样复查，并未发现 *Globorotalia truncatulinoides*。因此，将西沙海域第四系底界定在白云石化终了消失位是合适的。利用 ESR Ge 心法测年的结果，第四系序列中的 6 个结果，普遍较实际年代要偏新，上新世底部年代测定值为 4090ka，中新世顶部年代值为 4520ka，亦明显偏低。西琛一井礁序列锶同位素是在孔深 0～330 m 区间进行的，共测定了 164 个样品，平均 0.5 m/个样品，锶同位素组分均大于 0.70905，主要变化在 0.70910～0.70950 之间，极端值分别为 0.70979 和 0.70906。总体数值高于 D. A. Hodell et al.，根据 DSDP519.588、590.607 孔浮游有孔虫样品所做的 8Ma 以来的锶同位素测定值，然而从其 4Ma 以来的变化趋势和大的转换位来看，却是相近的（图 69）（表 21）。其特征是：

①上新世期间趋势线陡直，变化幅度甚小；

②进入第四纪以后，出现波动，随着时代的变新，波动越来越大，尤以晚更新世波动幅度最大；

③随着时代的由老变新，锶同位素值增大；极端数值转换位，都是全球性气候变化位，相对冷期富集^{87}Sr，而相对暖期富集^{86}Sr；

④白云石化和成岩作用似乎并不能改变锶同位素组成（从 SrO＋MgO/CaO 曲线与锶同位素曲线的不相关可以看出）；

⑤锶同位素组成的变化与 SrO/CaO 比值呈现出正相关，变化趋势亦十分相近。表明生物壳屑中 Sr 含量高时，就更加富集^{87}Sr，反之亦然。

锶同位素组成上的转换和频繁变动，多被认为是青藏高原隆升，加剧山脉的风化作用，大量陆源物质进入海洋，影响锶同位素组成。西琛一井礁序列锶同位素组分的变化，高值区集中在末次间冰期，从前述晚第四纪事件沉积作用来看，末次间冰期期间的风暴沉积作用频繁，而且是推进到陆区甚远的风暴流作用，风暴流返回海洋时带回的大量陆源物质，改变了原先的海水成分，提高了锶含量，富集了^{87}Sr。南海碳酸盐旋回之所以不是太平洋型模式而与大西洋型模式相同的问题，也就迎刃而解了。

（4）南沙群岛的南永一井由中国科学院南沙综合科学考察队组织施工，于 1990 年 5 月 22 日～6 月 23 日完钻，终孔孔深 152.1 m；南永二井与南永一井同位于永暑礁礁坪上，两

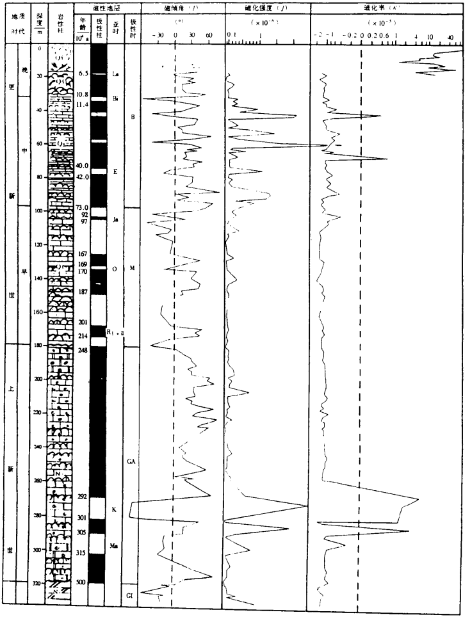


图 68　西琛一井磁性地层综合柱状图

（据张明书等，1996）

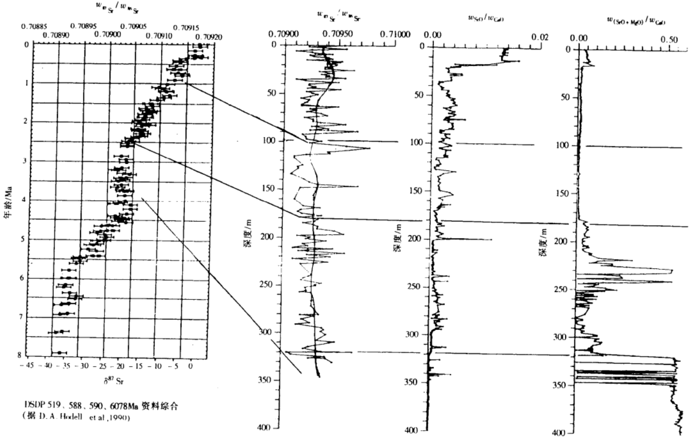


图 69　西琛一井 $w_{^{87}Sr}/w_{^{86}Sr}$、w_{SrO}/w_{CaO}、$w_{(SrO+MgO)}/w_{CaO}$ 曲线对比图

（据张明书等，1995）

表 21 西琛一井锶同位素组分数值表

样 号	深度/m	$\Delta^{87}Sr^{*}$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	误差 (2σ)	样 号	深度/m	$\Delta^{87}Sr^{*}$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	误差 (2σ)
XCSr-1	0.10	0.49	0.70955	8	XCSr-42	54.80	−0.07	0.70915	7
XCSr-2	1.70	0.03	0.70922	9	XCSr-43	56.20	0.04	0.70923	8
XCSr-3	3.60	0.52	0.70957	8	XCSr-44	58.50	0.01	0.70921	4
XCSr-4	4.60	0.07	0.70925	7	XCSr-45	59.30	−0.01	0.70919	5
XCSr-5	6.00	−0.14	0.70910	6	XCSr-46	61.50	−0.06	0.70916	10
XCSr-6	7.00	0.07	0.70925	8	XCSr-47	62.30	0.17	0.70932	6
XCSr-7	8.00	0.11	0.70928	8	XCSr-48	62.70	−0.06	0.70916	9
XCSr-8	9.00	0.34	0.70944	4	XCSr-49	63.30	0.42	0.70950	10
XCSr-9	10.00	0.04	0.70923	8	XCSr-50	64.50	0.27	0.70939	8
XCSr-10	11.42	0.10	0.70927	6	XCSr-51	65.50	0.06	0.70924	9
XCSr-11	12.30	0.28	0.70940	4	XCSr-52	67.00	0.14	0.70930	9
XCSr-12	13.84	0.34	0.70944	7	XCSr-53	68.50	0.01	0.70921	8
XCSr-13	14.90	0.0	0.70920	5	XCSr-54	70.20	0.20	0.70934	10
XCSr-14	16.31	0.47	0.70953	7	XCSr-55	71.20	0.23	0.70936	10
XCSr-15	17.00	0.44	0.70951	7	XCSr-56	73.00	0.28	0.70940	7
XCSr-16	17.45	0.34	0.70944	6	XCSr-57	75.00	−0.01	0.70919	6
XCSr-17	18.60	0.27	0.70939	9	XCSr-58	77.00	0.10	0.70927	4
XCSr-18	19.50	0.39	0.70948	9	XCSr-59	79.00	0.10	0.70927	3
XCSr-19	20.50	0.38	0.70947	5	XCSr-60	80.20	0.20	0.70934	8
XCSr-20	22.00	0.24	0.70937	9	XCSr-61	82.00	0.52	0.70957	8
XCSr-21	23.00	0.34	0.70944	4	XCSr-62	84.00	0.08	0.70926	6
XCSr-22	24.00	0.24	0.70937	7	XCSr-63	86.40	0.30	0.70941	3
XCSr-23	25.50	0.62	0.70964	7	XCSr-64	88.00	0.06	0.70924	6
XCSr-24	27.00	0.17	0.70932	3	XCSr-65	89.00	0.68	0.70968	5
XCSr-25	29.00	0.34	0.70944	2	XCSr-66	91.00	0.27	0.70939	8
XCSr-26	30.00	0.20	0.70934	6	XCSr-67	92.50	−0.04	0.70917	6
XCSr-27	31.30	0.30	0.70941	7	XCSr-68	94.70	0.0	0.70920	5
XCSr-28	32.50	0.25	0.70938	9	XCSr-69	97.20	0.01	0.70921	5
XCSr-29	34.00	0.51	0.70956	1	XCSr-70	99.20	0.21	0.70935	8
XCSr-30	35.30	−0.13	0.70911	8	XCSr-71	101.00	0.06	0.70924	8
XCSr-31	36.70	−0.01	0.70919	9	XCSr-72	104.00	0.54	0.70958	8
XCSr-32	38.30	0.42	0.70950	10	XCSr-73	106.00	0.83	0.70979	7
XCSr-33	40.00	0.04	0.70923	7	XCSr-74	110.20	0.30	0.70941	8
XCSr-34	41.50	0.03	0.70922	7	XCSr-75	112.00	0.32	0.70943	10
XCSr-35	43.00	0.13	0.70929	9	XCSr-76	113.20	0.01	0.70921	6
XCSr-36	44.50	0.01	0.70921	8	XCSr-77	115.00	−0.14	0.70910	4
XCSr-37	45.50	0.45	0.70952	8	XCSr-78	117.00	−0.14	0.70910	4
XCSr-38	48.00	0.0	0.70920	8	XCSr-79	124.50	−0.03	0.70918	8
XCSr-39	49.50	0.08	0.70926	4	XCSr-80	126.00	−0.1	0.70913	2
XCSr-40	50.80	0.16	0.70931	7	XCSr-81	128.00	−0.08	0.70914	7
XCSr-41	52.80	0.06	0.70924	7	XCSr-82	133.70	−0.18	0.70907	10

续表

样　号	深度/m	$\Delta^{87}Sr$*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	误差(2σ)	样　号	深度/m	$\Delta^{87}Sr$*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	误差(2σ)
XCSr-83	134.04	−0.17	0.70908	6	XCSr-124	226.50	0.17	0.70932	6
XCSr-84	139.00	−0.01	0.70919	3	XCSr-125	227.50	−0.04	0.70917	7
XCSr-85	142.00	0.06	0.70924	6	XCSr-126	239.00	0.11	0.70928	5
XCSr-86	144.50	0.17	0.70932	6	XCSr-127	240.00	0.07	0.70925	5
XCSr-87	146.00	0.69	0.70969	7	XCSr-128	242.00	0.0	0.70920	4
XCSr-88	148.00	−0.06	0.70916	8	XCSr-129	244.00	−0.03	0.70918	9
XCSr-89	160.00	−0.13	0.70911	5	XCSr-130	247.20	0.24	0.70937	7
XCSr-90	167.20	−0.01	0.70919	7	XCSr-131	249.00	0.16	0.70931	7
XCSr-91	169.00	0.21	0.70935	6	XCSr-132	250.00	0.17	0.70932	4
XCSr-92	171.00	−0.04	0.70917	8	XCSr-133	251.70	0.03	0.70922	7
XCSr-93	173.00	−0.08	0.70914	8	XCSr-134	255.50	0.04	0.70923	2
XCSr-94	175.00	−0.03	0.70918	7	XCSr-135	257.00	−0.04	0.70917	6
XCSr-95	177.00	0.23	0.70936	6	XCSr-136	257.50	0.10	0.70927	7
XCSr-96	179.00	−0.06	0.70916	9	XCSr-137	260.60	0.13	0.70929	8
XCSr-97	181.00	0.18	0.70933	4	XCSr-138	266.00	0.11	0.70928	6
XCSr-98	183.00	0.14	0.70930	6	XCSr-139	271.50	0.11	0.70928	4
XCSr-99	184.60	−0.01	0.70919	6	XCSr-140	280.20	0.21	0.70935	6
XCSr-100	186.00	0.11	0.70928	7	XCSr-141	280.50	−0.03	0.70918	10
XCSr-101	188.20	0.18	0.70933	8	XCSr-142	282.00	0.16	0.70931	4
XCSr-102	190.50	0.17	0.70932	4	XCSr-143	285.00	−0.01	0.70919	6
XCSr-103	192.50	0.39	0.70948	6	XCSr-144	289.00	0.10	0.70927	4
XCSr-104	194.50	0.47	0.70953	8	XCSr-145	290.50	−0.08	0.70914	6
XCSr-105	196.00	0.52	0.70957	4	XCSr-146	294.00	0.25	0.70938	5
XCSr-106	197.60	−0.08	0.70914	7	XCSr-147	296.00	0.28	0.70940	5
XCSr-107	199.20	0.08	0.70926	6	XCSr-148	298.00	0.24	0.70937	7
XCSr-108	201.00	0.03	0.70922	10	XCSr-149	301.30	0.31	0.70942	9
XCSr-109	203.00	0.30	0.70941	6	XCSr-150	307.50	0.18	0.70933	5
XCSr-110	206.00	−0.01	0.70919	9	XCSr-151	309.00	0.42	0.70950	8
XCSr-111	208.00	0.06	0.70924	4	XCSr-152	310.00	0.35	0.70945	7
XCSr-112	210.00	−0.1	0.70913	4	XCSr-153	314.00	0.08	0.70926	2
XCSr-113	211.00	−0.14	0.70910	9	XCSr-154	316.00	0.01	0.70921	8
XCSr-114	211.50	0.38	0.70947	6	XCSr-155	319.10	0.25	0.70938	7
XCSr-115	213.00	0.06	0.70924	7	XCSr-156	319.30	0.65	0.70966	9
XCSr-116	214.00	−0.07	0.70915	3	XCSr-157	319.50	0.47	0.70953	4
XCSr-117	214.50	0.06	0.70924	8	XCSr-158	320.00	−0.20	0.70906	6
XCSr-118	216.00	0.54	0.70958	4	XCSr-159	322.00	−0.14	0.70910	4
XCSr-119	218.00	0.04	0.70923	5	XCSr-160	324.00	0.30	0.70941	4
XCSr-120	220.00	0.35	0.70945	6	XCSr-161	325.66	0.08	0.70926	8
XCSr-121	222.30	−0.14	0.70910	5	XCSr-162 灰白	325.66	0.14	0.70930	7
XCSr-122	223.00	−0.03	0.70918	8	XCSr-163 灰黄	326.00	0.31	0.70942	8
XCSr-123	225.50	0.32	0.70943	9	XCSr-164	330.00	0.39	0.70948	8

* 标准海水$^{87}Sr/^{86}Sr=0.70920$（据 H. Elderfield，1986）

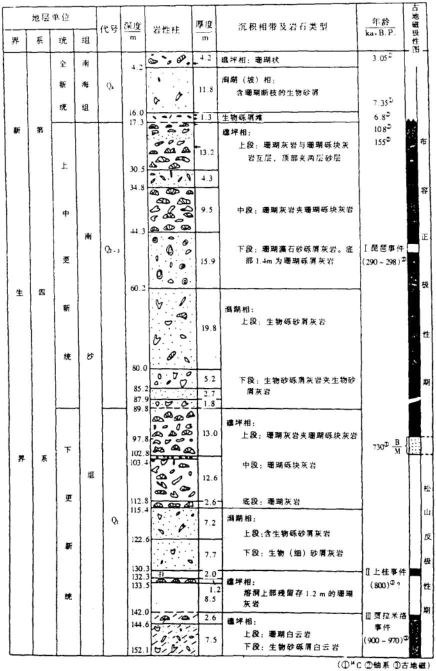


图 70　南永一井地层柱状图

（据中国科学院南沙综合科学考察队，1992）

孔相距 100 m，南永二井偏南，更接近礁缘，孔深 413.69 m，完钻于 1994 年 6～7 月。南永一井、南永二井的施工和研究成果（中国科学院南沙综合科学考察队，1992；朱袁智、沙庆安、郭丽芬等，1997），不仅扩大了我国礁序列的研究范围，而且也使西沙礁序列与南沙礁序列的相互比较成为可能。

南永一井礁序列的岩石地层学、磁性地层学和碳、氧稳定同位素地层学测定结果（图 70、图 71），与西沙礁序列孔深 200 m 以上段大同小异，0～17.3 m 为松散沉积层，按^{14}C、铀系测年结果定为全新世，氧同位素曲线表明，该段明显富集氧的重同位素，显然是末次冰期的特征，同样应归属于晚更新世晚期；17.3～32 m 总体富集氧的轻同位素。有礁格架灰岩出现，应是末次间冰期的位置。布容正极性时的底界在 97.8 m 处，与西琛一井礁序列几乎相同。地质历史中白云石化终了位（从序列的自上而下看是初现位）位于孔深 142 m，比西琛一井抬高了 37.5 m，表明上新世冰期时，南沙海域风驱作用弱，侵蚀速率低，产物

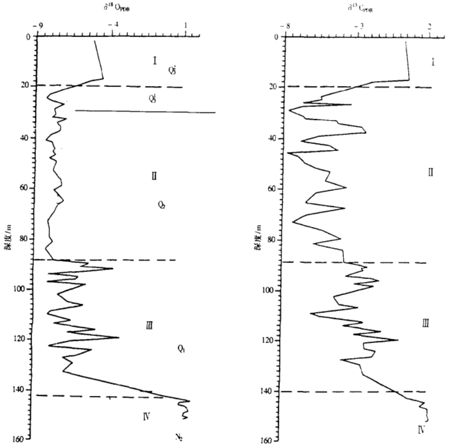


图 71　南永一井全岩碳、氧稳定同位素曲线图

（据中国科学院南沙综合科学考察队，1992）

地层划分为本书作者提供讨论的意见

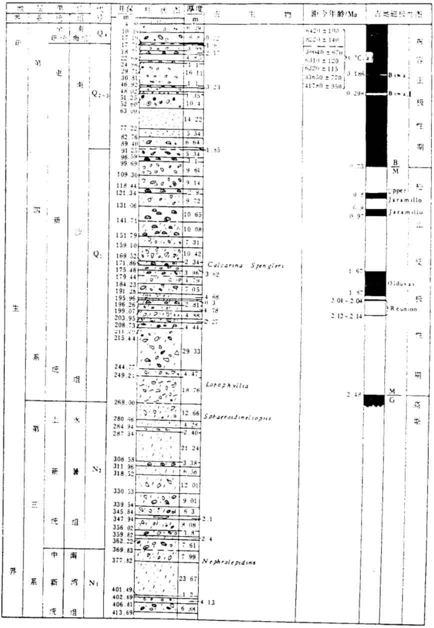


图 72　南永二井地层柱状图

（据朱袁智等，1997）

保存几率高，礁湖水深小。这一位置应代表第四系的底界。南永二井磁性地层学测定结果在孔深 142～152 m 处与南永一井恰恰相反，由原先的正极性，变成了负极性（图 72），不知何以如此？南永二井 152 m 以下至终孔未再进行序列的碳、氧稳定同位素测定，却从孔深 135.53～413.69 m 区间，以 1 m 的间距连续取样，进行 25 个元素的等离子光谱分析，从而使深部对比带来一定的困难。

4. 关于藻礁问题

N. P. 詹姆斯在礁核的论述中，曾明确指出“每一个地质时期都有它自己形成这个阶段的特有的动物群”（1979），并未包含植物。迄今为止，尚未见到植物成礁的专题论述，但文献中涉及藻礁者甚众，在时代上为晚震旦世（徐克定、金梅春，1996）、寒武纪（郑荣才，1996）（叶俭等，1996）、奥陶纪（边立曾等，1996）、石炭纪（曾鼎乾，1996）、第三纪（杜韫华，1996）。但是，没有一位作者阐述过藻类成礁的依据和营造格架的条件，而大多数论述者都把藻叠层石，藻泥丘视为礁，甚至把淡水湖泊的藻类堆积体亦视为礁。西沙、南沙群岛礁序列里，在环礁潟湖相沉积中，常可见到藻类富集段，有人竟也称其为礁体。以这种概念论述礁体，像澳大利亚沙克湾中的藻叠层石区，就是一个藻礁。

生物礁是热带海域浅水环境的特殊碳酸盐堆积体，是靠造礁生物的自身营造作用形成的，与形成时的海平面变化相适应。造礁生物都是海洋动物，并非海洋植物。

前寒武纪的蓝绿藻，是一种单细胞植物，虽然有很强的繁殖力，但自身并不分泌钙质骨骼，它是以一层层繁殖，形成藻毯、捕集、粘结水体的悬浮微粒层，新的藻再在其上形成藻毯，然后捕集微粒，往返循环，形成藻叠层石，在总体形态上可能有凸起的外轮廓，但与成礁的过程完全不同。显生宙以来的藻叠层石，藻泥丘的形成过程大致也是如此，不能称其为礁体，它们与海平面变化并不相适应，都是在潮坪带，没有礁格架。红藻能够分泌钙质骨骼，附着、粘结造礁生物，是重要的附礁生物，但自身营造不出独立的格架，也不能独立成为礁体。因此，应当明确，造礁生物应为动物，植物不能造礁，藻礁一词应当废弃。

第四章　晚第四纪海平面变化

第一节　概　　述

海面是大气圈与水圈的分界面，是一个动态面，由于波浪、潮汐、潮波和风驱作用强度、方向的不同，各个海域的海面高度并非是划一的，因此也就不可能是一个平面。以往所谓的海平面升降变化，是一种人为的，理想的面，用以界定一个海域的水准面。海面升降运动只不过是天-地-生环境系统中的一个因子，历史时期的海洋都不复存在，何谈海面升降变化。实际上，海面变化研究导源于冰川理论的提出。

从19世纪中叶开始的全球冰量估算，成为冰川型海面变化的依据。曾经流行的冰期时，冰盖的扩大，海面下降；而间冰期时，冰盖消融缩小，海面上升，就是海面变化定性研究的理论基础。后来，随着^{14}C年代测定方法的出现，以海面遗迹标志的高程和年代标定做出海面相对变化曲线是广泛也是最传统的研究方法，也就是海面变化从定性到定量研究的阶段。这种定量研究围绕Fairbridge (1961) 提出的6ka来海面振荡说和以Shepard (1964) 为代表的连续上升说以及Fisk (1951) 的3.6ka以来海面稳定说，掀起了一个海面变化研究热潮（图73）。自从Steinen et al. (1973)，Bard et al. (1990) 提出一个巴巴多斯的海面变化模式，Aharon (1984) 提出巴布亚新几内亚洪恩半岛的海面变化模式，并与氧同位素记录相匹配（Aharon & Chappell，1986)，似乎就成了晚第四纪海面变化的固定模式。然而，无论从据以判断海面的遗迹或者是巴巴多斯、巴布亚新几内亚模式，都存在着许多不确定的因素，也有很多疑问。例如，以突发性海面标志去标定全球一致性的海面变化，其结果会如何呢!?

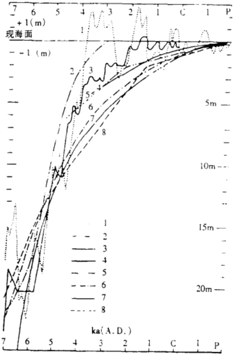


图73　世界各地全新世海面变化曲线

(引自赵希涛、杨达源，1992)

据Mörner，1971 a；1—综合曲线（Fairbridge，1961)；2—新西兰（Suggate，1968)；3—计算曲线（Mörner，1969)；4—美国佛罗里达（Soholl et al.，1969)；5—密克罗尼西亚（Bloom，1970)；6—平均曲线（Shepard，1963)；7—荷兰（Jelgersma，1961)；8—百慕大群岛（Neumann，1971)

近年来，沿海地区人口密度增大，工业排放，大气中CO_2浓度的增高，人为因素引发的地面沉降和海水入侵，风暴、飓风灾害等环境问

题日趋严重，地球表层气候变暖，海面快速增高，今后百年内海面将上升 1 m 的概念，引发出许多危机感，特别是那些沿海地势偏低的国家，似乎是在劫难逃。然而，全球近 200 个验潮站的百年记录，海面上升速率却不会超过 20 cm/100 a。因此，正确认识晚第四纪期间的海面变化规律，显得格外重要。准确进行海面遗迹的鉴别与标定，更是建立这种变化规律的基础，无论采用什么样的计算方程，或者采用什么样的模拟计算，都离不开这些最基本的标定数据。本书对国内外以往一些用作海面遗迹的产物，提出了一些不同的意见，也对我国晚更新世海侵问题提出了质疑。

晚第四纪全球性海面变化必须与晚第四纪沉积产物能够相匹配，也只有在全球那些环境标志明确，沉积地质序列清楚，定年方法和数据可靠的剖面上，建立合理的全球性一致的海面变化曲线，才比较能够符合客观实际。Mörner（1971）提出的不相等海面变化或大地水准面海面变化，可以相差数十米，甚至可达 180 m（新几内亚与马尔代夫岛之间），并认为历史时期时有出现。若以这种理论为前提，今后海面变化还可以预测吗？我国全新世海面变化所依赖的数据，不仅大多数产物的成因标定有误，而且使用的定年方法不妥，任何以这种数据为前提的理论与方法，也必然是与客观实际相悖的。

第二节　海面遗迹的鉴别与标定

海面变化的类型可以分出全球一致型和区域突发型，海面遗迹同样应有其相适应的标志，两者的标定方法亦不能雷同。由于不同环境可以出现相似的产物，区域突发型海面变化可以拥有全球一致型海面变化的组分，若不加以鉴别和标定，那么相互混淆，就不可能得出真正的变化规律。

国内海面变化研究最具代表性的著作有《全球海面变化》（赵希涛、杨达源等，1992），书中引述了 Badyukon (1986) 的主要古海岸指示物和它们的相互关系图，并参照 O. Van de plassche (1986) 在《海面研究》一书中所作的遗迹分类，提出了两种标志类型，其一是生物标志，进一步分出有孔虫、介形虫、硅藻、孢子花粉、珊瑚藻、珊瑚礁和造礁珊瑚，贝壳堆积和软体动物，牡蛎礁、蛇螺类腹足动物、藤壶 10 个亚类；其二是沉积与地貌标志，分出海滩岩、泥炭、碳酸盐岩、海岸带的堆积沙体，海蚀槽穴和海蚀平台 5 个亚类。

海相生物组合，无论是微体古生物化石或者是大个体化石组合，它们都有各自的生态条件和特定的环境，其标志意义是明确的。但是，在使用时，必须把握住一个前提，那就是必须是在原地直接埋藏或因环境条件变化而死亡后被埋藏，在封闭条件下保存，具有原地原生态特征。这样的层位标高和壳体的 ^{14}C 年代，能够用以标定全球性一致的海面位置，至于那些埋藏后重又被各种因素搅动、破坏、改造再沉积下来的各类海相生物壳体，即使其外形仍很完整，像有孔虫、介形虫等微体古生物壳体，也不能代表其原先的生活环境，且与新碳的污染严重，既无环境标志意义，也不适合用作 ^{14}C 年代测定的材料。例如渤海湾西岸的贝壳堤，是一种富含贝类壳体的堆积物，其中既有牡蛎、双壳类，亦有腹足类，大多是原先生活在潮间带的种属，经风暴作用搬运，大化石远离原先生活区磨蚀破碎成碎片，而挟带的有孔虫或介形虫等微体化石由于个体小、重量轻，磨损可以很轻微，尽管它们都是原先潮间带的产物，却不能再代表滨海环境，更不能作为古海岸线的标志物来使用，只能成为突发性海面变化的产物，代表着海水一度到达过这里。

珊瑚礁与非礁沉积物有着严格的区分，物源来自珊瑚礁的非礁沉积物，不能成为海面高度判别的依据。原生礁格架是全球一致性海面变化的重要标志物，无论海侵型或海退型都可进行标定。

关于沉积与地貌标志的判别，更应慎重处理。我国自70年代中期以来，将一个地理名称的海滩岩，不适当地扩大到其他环境产物；从热带海域的一种非常局限的产物，扩大到高纬度地区；从必须是碳酸盐的概念扩大到硅质碎屑岩；从现代扩大到古代；制造出许多违背沉积学基本原理的词汇，什么"海滩型海滩岩"、"沙堤型海滩岩"，什么"贝堤型海滩岩"、"海滩岩田"、"高位海滩岩"等等不一而足，并用以判别海面升降变化和地壳抬升的标志，给中国海岸带晚第四纪地质研究带来的危害，恐怕今后若干年内都难以消除。

泥碳层在沿岸和陆架区，主要是湖泊沉积的产物，在长江中下游的风沙沉积序列中比较常见，福建东山的风沙沉积序列中亦有十多个碳质淤泥层，有的碳含量亦符合泥炭的标准。以往认为是滨海沼泽地的产物，似乎也是一种海面变化的重要判据，是一种误解。

关于滨岸沙体、沙脊以及滨岸海蚀地貌前已述及，中国海岸带上尚未发现高过现今最大高潮线的海蚀遗迹，而一些因岩性、构造、风蚀等现象被误判作海蚀遗迹者并不鲜见，误将风暴沉积当作海相地层者更是比比皆是。

海岸带上大量事件遗迹，被当作全球性一致的海面遗迹，又不适当地采用那些经过多次簸选、搬运过的生物骨屑或含碳沉积物进行^{14}C年代测定，指数性的年轻化引伸出许多与客观实际不相符合的结论，为今后深化研究亦带来许多不应有的麻烦。

全球性一致的海面变化，只能用确证无疑的海相地层序列、珊瑚礁序列进行标定。近百年的海面变化，运用全球近200个验潮站的累积材料求出的平均值，应当是可信的。

表22 海侵地层中常见的广义海面遗迹分类

类别	A			B				C							D		
类型指数	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3
遗迹名称	贝壳沙堤	贝壳层	贝壳沙	千层饼构造	鱼鳞构造	微薄层理	泥质结核	淡水贝壳	泥炭	沼铁矿	腐木	植物根茎	铁锰质结核及染色	钙质结核及沉淀	腐殖质富集层	云母富集层	浅色调

（谢志仁，1995）

说明：(1) A类为滩脊沉积标志；B类为潮坪沉积标志；C类为潮上带—陆相沉积标志；D类为陆相性增强标志；
(2) 类型指数值约与可靠程度成反比。

谢志仁教授1995年出版的《海面变化与环境变迁》一书，从理论上探讨了海面-地面系统和海-气-冰系统的相关性，并提出了建立数学模型的方法，从理论和方法学上深化了这方面的研究。也根据全球162个验潮站年平均海平面数据序列的分纬分区加权平均统计，结合国外16项研究结果的综合分析，得出全球近百年来海面绝对上升量的线性速率为(0.95±0.25) mm/a，也是可信的。以这个速率比照今后100年全球一致性海面的上升幅度，就不致于给人类带来灾难，倒是要防患于突发性的津浪、飓风、风暴等的侵袭与破坏更加实际。该书作者在建立数学模型时，在很大程度上回避了沿岸遗迹高程和年代值的利用，也是值得推崇的，立足于数以万计的钻孔编录资料，统计沿海平原全新世地层钻孔数据，模拟全新世地面与海面相对过程。本是非常合理和正确的方法，遗憾的是中国海岸带和内陆

架区并不赋存可靠的海相地层，致使所用的海面遗迹（表 22），却没有一项可作为海相地层的判别标志。A 类 3 种类型实质是一种沉积产物的不同表现，常见于风暴沉积序列中；B、C、D 类常见于湖泊沉积序列中。全球一致性海面变化研究的基础材料并不丰厚，已有资料略加筛选，可用者寥寥。晚第四纪全球一致性海面变化的最可靠和有效的资料应通过珊瑚礁区高、新仪器的浅层探查，准确标定礁格架位置和产态，然后用钻探取心，综合性方法进行标定，方可获得。

第三节　晚更新世海侵的质疑

一、概述

我国第四纪海侵研究，始于 60 年代初期，起源于远离现今海洋的内陆盆地中发现有孔虫化石。尔后，随着沿岸地区寻找地下水的工作广泛开展，大量水文钻孔，提供了第四纪地质研究的大量岩心，也促进了微古生物学科的发展。在此基础上，一些专题研究钻孔，陆续施工，形成了 80 年代陆架—沿岸地区第四纪海侵研究的热潮。海相地层频频报道，海侵次数不断增加，进而引伸出海平面的升降变化和古气候、古环境演化的种种推论。然而，对于海侵的性质、如何与当时的古海洋环境匹配、海相地层的自身相序与邻接序列的匹配性等等，却极少涉及。

以往文献中对海侵和海侵层的定义分别是"海岸线向陆地方向推进的运动或事件"和"海水侵入到原来陆地，所形成的地层"，其含义并不完善，因为海岸线向陆方向迁徙和海水侵入到原来陆地的作用并非只有一种，全球一致型海面上升可以出现，局部突发性海水入侵事件也可造成，两者的产物是有严格区别的。由于全球性海面上升，导致海洋向陆地方向扩展，并维持一个相当长的时期，海洋生物伴随沉积产物被埋藏下来，具有向陆退积的沉积序列，从滨岸到浅海的邻接相序，清晰明确，这样的地层才是海侵型海相地层，相反，由陆向海的进积序列，则是海退序列，是海退型海相地层，由浅海到滨岸邻接，也是确定的关系。有海侵必有海退，旋回性特征是必然的。由于海震津浪或气旋造成局部突发增水，涌向陆地，形成大量风暴沉积，所赋存的生物化石是从原产地掏蚀出来，经搬运、磨蚀后，在一种新环境条件下再沉积下来，这样的事件沉积地层，不能称为海相地层，其沉积相序亦与海相地层有明显的不同。当这种沉积产物进入湖泊后，就会出现海相生物与淡水生物混合出现的现象，带入淡水水体的个别耐活生物，如甲壳类、双壳类等，可以具有孤立的原生态特征，但与总体原地埋藏的性质极易区分。

二、全球一致性海相地层与突发性风暴沉积的区分标志

真正的海相地层的标志有：

（1）具有清晰的退积序列或进积序列，沉积序列中海水深浅变化和邻接相序是匹配的、确定的关系；

（2）所含化石均具原生态的埋藏特征，无论个体或组合都与沉积产物的环境条件相匹配，壳体完整，外形纹饰清晰，内模完整。

（3）潮坪沉积普遍，具有环境标志意义的潮汐层理、生物扰动构造、潮道沉积常见，潮下、潮间或潮上的序列变化可以区分。

（4）化石层位多，组合面貌时有变化，且与环境条件相适应。

(5) 不会出现粒序层—块状层的序列。

(6) 无论海侵型或海退型海相地层与上下邻接的陆相地层之间，都有侵蚀间断面分隔，岩性和沉积构造有很大的差异。

突发性津浪、飓风、风暴作用增水造成的沉积产物的标志有：

(1) 具有典型的风暴沉积序列，其完整序列类型从上而下是大型交错层理型层系组向下过渡到块状层，再到粒序层，底侵蚀面明显，呈波状弯曲，常出现袋模、沟模、槽模、渠模等不同形态的充填。不完整序列可以是单一的大型交错层理层系组合，常出现Z形、楔状、鱼骨状交错层理；粒序层—块状层组合；单一粒序层等。岩石类型以颗粒支撑的砾岩、砂砾岩为主，细粒级沉积少见；碳酸盐型的沉积物均为生物砾屑灰岩，全为颗粒支撑，以正粒序居多。河北表口的牡蛎堆积，并非原生态的牡蛎礁；而是具有粒序层的风暴沉积，就是典型的实例，它们搬运距离短，完整壳多，给人们以假象。

(2) 沉积序列中的各个层位所含的化石都为破碎壳屑，只有微体生物化石才保留有完整的外形，但也多有磨蚀。搬运再沉积的异地埋藏特征明显。

(3) 与上下陆相地层呈突变接触，无特定相序过渡。

(4) 没有上述海相地层中那些特征。

三、沿岸及近岸陆架区无海侵的依据

沿岸及陆架区晚更新世海侵是70年代根据沉积层中有海相生物化石而提出的（赵松龄等，1976、1978；黄庆福等，1981），当时并没有作出沉积地质学的分析。其后，利用钻探取心，也还是以含海相生物化石为基础，按出现深度和^{14}C年代数据标定，确定海侵位置，赋予地理名称进行命名，例如渤海湾区最先提出的献县海侵、渤海海侵和沧州海侵等。可是回过头来看看据之命名的Bc-1孔岩心序列的描述，就不难看出所定的海相层是欠妥的。例如代表献县海侵的所谓海相地层，位于孔深36.5～49 m，依据是在36.5～39.5 m发现扁卷螺、沼螺、萝卜螺以及淡水介形类等沉积生物遗壳；在43～49 m出现蚶、牡蛎、织纹螺等海相生物遗壳。然而，同一描述中提出，孔深40.7～42 m之间有两层劣质泥炭，一层厚约10 cm，另一层厚70 cm，海陆地层的分界就定在41.1 m处。其他几个海相地层的确定，也只是因为见到了海相生物化石。这种岩性差别不大，不具海相沉积邻接相序列，海相生物化石破碎，磨蚀不具原始生态特征，且与淡水生物混合的现象，不可能是正常的海相地层。东海陆架的DC-1孔；长江口区的Ch1-Ch5孔，都是依照Bc-1孔的划分方案进行的，并与之相互对比。需要指出的是，在一些海相生物破碎壳的层位中，往往能找到一些体态完整，磨损轻微的有孔虫、介形虫等微体古生物，但不能改变它们属于风暴事件沉积的本质。

南黄海Qc-2孔，晚更新世海相地层从上到下依次是HⅠ-2亚段，依据含贝壳碎片和脉状炭质层，分别定为潮间沉积和滨岸盐沼沉积；HⅡ段，含贝壳碎片，底部具砾状构造，中部为块状构造，常出现向上变细序列，是风暴沉积序列的特征；HⅢ，仅根据含炭质的透镜状粉砂层，就确定为滨岸沼泽相；HⅣ，位于孔深33.22～54.66 m，共分16层，其中有含贝壳碎片的层，有具交错层理的层，也有被定为鲍玛序列的浊积层，还有含贝壳碎片与黄铁矿结核的层，它们又都属于连续沉积。至于层中描述的炭质夹层，铁染层，具交错层理构造的层很多（杨子赓、林和茂，1996）。这种把不同事件沉积产物不予区分，不阐释环境标志而笼统定为海相地层的现象，以往文献中亦不乏见。对照上述海相地层与风暴沉积间

的区分标志，就不难看出这些序列里的所谓海相地层，在岩性上与上下层相似，都缺少邻接的相序，所含生物化石都是经搬运、改造再沉积的产物，风暴粒序层时有出现，以致被误认为是鲍玛序列。

沿岸及陆架区没有海侵的依据还表现在：

(1) 沿岸区以往所报道的晚更新世海相地层，经实地检查核实，有的是风暴沉积，有的是湖泊沉积，还有的是老红砂沉积序列。陆相地层中出现有孔虫化石的原因，与末次间冰期和末次冰期中相对冷阶与相对暖阶的频繁交替，海面亦随之升降变化，风力作用将有孔虫壳体带到陆区，应是可以理解的，风暴流进入陆区顺河道上溯，残留在河道中的微体古生物，再伴随着河流进退，散落在一些盆地或汇水区中也是完全可能的，那种见到有孔虫化石就是海相地层的认识是不可取的，有贝壳堆积就是海相地层，就代表古岸线的判别方法，也是需要放弃的。正常的海相地层，不仅有原地埋藏的古生物化石组合，而且一定有与之相匹配的自生旋回相序，其海进、海退的旋回性匹配也是客观存在的，这些基本的沉积地质学认识论，才是建立海相地层的正确方法。

(2) 沿岸地区所出露的含贝壳化石的层序，无论是单层或较厚大的序列，都有一个共同的序列特征，那就是从底侵蚀面往上，由具粒序的（主要是正粒序）层过渡到块状层，往上为交错层理层。当序列不完整时，可以是粒序层的交互更叠，也可以是粒序层—块状层的交互更叠，单一交错层理层交互更叠的剖面亦比较广泛，它是风暴衰减阶段的产物。

(3) 晚更新世含贝壳碎屑层常与风成沉积序列相伴生，主体序列层位偏下，而风成沉积序列中，含植物残体的土壤化层，含炭质的土壤化层，炭质淤泥层，铁染淤泥层，泥炭层都可出现，它们是与风沙沉积层交互更叠的层，代表着相对湿暖期的产物，其厚度从十分之几个毫米到几十厘米，甚至可以大于 1 m。这种产物的性质是相对暖期丰水时形成的事件沉积，无论厚薄都应分出来，它是一个或长或短的侵蚀间断期，是环境转换的标志，不能与各种环境的沉积层混为一谈，更不能把多个这样的层组合在一起，当成连续的序列去描述，那种在所谓海相地层中夹有泥炭层、植物碎屑层等的描述，就是违背沉积学基本原理，不识环境标志的表现。

(4) 无论大陆海岸带、海南岛环岛海岸带或者台湾环岛海岸带实地调查表明，没有晚更新世海相地层。相反，风暴沉积序列却相当广泛，不仅类型多，序列清晰，而且古生物化石门类、种属比陆架区钻孔岩心所见还要丰富，它们从另一个侧面否定了海侵的存在。

(5) 中国海岸带上不存在隆起珊瑚礁，下面将详细论述，也是否定海侵的依据之一。

(6) 末次冰期陆架裸露，几乎所有认定有海侵的作者，又是冰期海面大下降量的拥护者，却没有一位作者将海侵的时限、海退的时限，保存几率，岸线变迁的距离和海面升降的幅度进行匹配，更不涉及形成机制问题，显然是研究内容之不足，是确定海相地层盲目的表现。以研究较细的 Qc-2 孔为例，晚更新世标出 3 个海相地层，最上部的 H Ⅰ-2，厚 2.02m，标注在新仙女木事件之下，对应在末次冰消期，若海侵存在，必然是从冰期最盛时的低海面到东经 122°以东区是一片汪洋大海，理应在位于 Qc-2 孔更东面的舟山海域留下更多、更特征的海相沉积记录，可是普陀山现今滨线附近的晚更新世陆相地层记录有力地否定了这一现象。H Ⅲ 厚 7.29 m，作者标定在 21000～29000 a，B.P.，跨越 MIS2 和 3，显然也是不相匹配的，H Ⅳ 厚 21.44 m，标注在整个 MIS5 期，如此厚大的海相沉积记录，维持了 5 万多年的时限，理应在中国海域留下广泛的沉积记录，但客观实际并非如此，也就

从另一个角度证明了这些认识的偏颇。

(7) 陆架区晚更新世地层柱状样或钻孔岩心样中，含贝壳碎屑沉积层与沿岸风暴沉积序列的层位、特征，均能很好地对应。

四、关于隆起珊瑚礁的海面变化模式

由于造礁珊瑚有一定的水温、水深等限定条件，利用珊瑚礁判断成生时的海面状况及其变化，是最为可靠的依据之一。用于判定海面变化的珊瑚礁只能是那些具有原生礁格架的礁体，并非是泛指的珊瑚礁区沉积物，来源于礁，只要离开了礁格架，无论被搬运距离如何近，例如从礁格架相到礁坡，有时只是一种礁格架的垮落，仍保存有大个体的礁块，都不能用作海面变化的标志。被风暴破坏进入礁后或陆地的礁块，其中不乏造礁珊瑚，亦不能用作标注海面变化。但是，以往全球各地用作海面变化标志的珊瑚礁，并不符合这一原则，尤其是那些隆起礁更加不可靠。

台湾恒春半岛沿岸的晚第四纪隆起珊瑚礁，自从1931年由日人半泽正四郎(Hanzawa，s.)著文提出隆起珊瑚礁以后，长期以来无人质疑，而且在不断地扩大化，进而据之标定台湾的上升速率。但是，实地调查发现（张明书等，1999）所谓隆起珊瑚礁，是一些风暴沉积的生物砾屑灰岩、砂砾岩，其中的造礁珊瑚砾块有大有小，都是破碎、再搬运后异地沉积的，伴生有不同时代的，大小不一的硅质碎屑岩砾石，有的整个风暴沉积序列里，珊瑚砾块都很少，也被视为珊瑚礁，显然是一种误解。定格于隆起珊瑚礁，必有上升论，继之菲律宾板块向北俯冲，使台湾在500万a前后升出水面的构造论点也就应运而来。然而，台湾北部的南雅山，出露了一套中—上新世的游荡性河流沉积，总厚度300余米，心滩的槽状交错层理的轴线倾向南，显示出由北往南的流态，不仅证明台湾岛早在1000多万年就是陆地，它的存在与菲律宾板块没有直接的成因联系，而且台湾岛前第四纪的地层都是非现今位置所成，台湾属于移置体的依据越来越多，在北纬24.5°处向北倾斜30°，深度在20 km的低电阻面（陈洲生，1999），就有可能是移置体底界与原地岩系顶面的结合面，“9.21”大地震震源深度或许也与该面有关，台湾整体向西滑动，台东纵谷将逐渐加宽，就是台湾西部地震的诱发因素。

澳大利亚西海岸，高出现今最大高潮面约1～5 m的生物砾屑灰岩带，从帕斯稍北，直到西北岬角灯塔山下，也被认为是海相地层或隆起珊瑚礁，用以标定海面变化。不同部位造礁珊瑚的种属有所不同，在帕斯稍北的道格拉海岸，平卧状珊瑚块多，相互叠置的砾块被误认为层状构造，而块状滨珊瑚块大小不一，形态各异，侧卧、平卧、正卧、倒卧者都有，但都没有完整的外缘轮廓，砾石产态非常明确，粒序性特征明显，颗粒支撑的结构性质清楚，特别是上部小砾层的粒序层-块状层组合特征更加清晰，伏于风沙-土壤层序列之下的层位关系也与台湾恒春半岛沿岸、大陆华南海岸的风暴沉积序列相一致。沙克湾藻席下伏的生物砂砾屑灰岩，成因相同，层位相同，却以软体动物壳屑为主。

巴布亚新几内亚合恩(Huon)半岛的隆起珊瑚礁台地，从70年代初期开始研究以来，发表了数以10计的重要论著，也建立了带有立典性的海面变化曲线（图74，表23），被学术界视为晚第四纪全球一致性海面变化的基本模式。然而，从最基本的沉积地质学原理来检验合恩半岛的所谓上升珊瑚礁，却存在着众多质疑：

(1) 合恩半岛位于所罗门海西侧，伊里安岛的东北端，与澳大利亚同属印澳板块，其与太平洋板块俯冲带的结合位在所罗门群岛的北侧海沟带，距离合恩半岛在600 km以上，

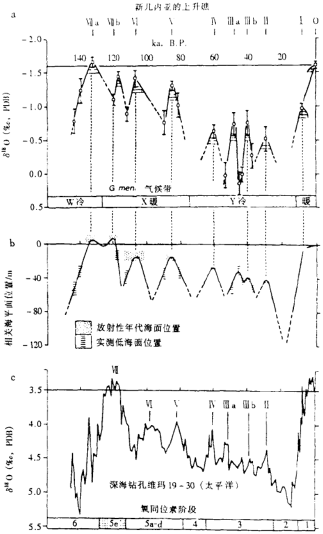


图 74　巴布亚新几内亚上升珊瑚礁的氧同位素与深海氧同位素气候记录对比及海面变化曲线

所罗门群岛海域、所罗门海海域、珊瑚海海域、澳大利亚大堡礁，成礁历史及成礁作用大体一致，都没出现上升现象，惟独合恩半岛快速上升，是难以成立的，存在着判别失误的可能。

（2）合恩半岛东北侧的所谓上升礁区，宽 10 多公里，长达 80 余公里，所谓礁阶地呈现出长条形平行带状分布的特征，这与岸礁成礁的特征不相吻合。在剖面上，每个礁台地都是相同的沉积物，既没有礁格架的形态（图 75），也没有冷暖阶礁序列的差异，末次间冰期与末次冰期阶亦无差异，显然是有误的。

（3）海拔高度低的 Ⅰ、Ⅱ 阶地，文石质成分普遍转化为方解石，而高位的其他阶地，仍

保留着文石质骨骼（祝仲蓉，1990），表明这些生物骨骼都是在形成后不久，或者说在成岩变化之前，就被迁徙离开海水环礁。因为在礁序列的成岩作用研究中，已经证明大气淡水

表 23 合恩半岛上升珊瑚礁阶地年代和海面位置表

礁台地		年龄/ka			上升高度/m	海面位置/m
		^{14}C	$^{230}Th/^{234}U$	地层		
Ⅰ	礁顶	7.2±0.5 (3T; 5C)	8.2±1.9 (5C)		6	−8±1
Ⅱ	礁顶	28.9±0.6 (2T)	31.0±2.5 (1C)		7	−42±1
	海退			37	13	−50
Ⅲb	礁顶	33.8±2.3 (4T)	40.3±3.5 (4C)		28	−38±5
	海侵			42	22	−44
	海退			43	32	−38
Ⅲa	礁顶		51±2.8 (2C)		42	−32±6
	海侵			45	30	−44
Ⅳ	礁顶		60.4±3.5 (1T; 4C)		70	−28±1
	海退			81	97	−35
Ⅴ	礁顶		85±1.4 (2C)		117	−19±6
	海侵			90	92	−44
Ⅵ	礁顶		107±7.5 (2C)		160	−12±6
	海侵			112	135	−37
Ⅶb	海退		118±2 (2C)	115	192	−10
	礁顶				215	+6.5±4
	礁顶			147	234	+5±5
Ⅶa	海侵		138±5 (2C)		194	−35
	海侵			151	174	−55

注：C 为珊瑚样品；T 为化石砗磲壳。　　（据 Aharon，P & Chappell，J.，1986）

成岩环境，一般不发生文石向方解石的转化（张明书等，1997）。至于迁徙的原因与其说用构造抬升来解释，倒不如用风暴沉积作用解释更为合理，它能与区域构造、区域成礁环礁和合恩半岛这些沉积物相匹配。所谓七级珊瑚礁阶地，只不过是不同时期的风暴沉积旋回，平面分布的带状性也与风暴沉积相吻合。

（4）合恩半岛各处阶地都分布由礁灰岩和火山灰风化成的红色石灰土（祝仲蓉，1990），其岩石类型的碎屑岩特征似乎有所显露，所谓礁灰岩，属于生物砾屑灰岩的可能性也是存在的。

（5）合恩半岛以南的巴布亚半岛，北侧为所罗门海，南侧为珊瑚海，围绕半岛的珊瑚礁异常发育，为什么没有出现合恩小半岛这样的构造抬升？从另一侧面证明构造上升解释的失误，而属于风暴作用的解释更加合理。因为西太平洋风暴流进入俾斯麦海，回流在合恩半岛北侧停积，而所罗门群岛的阻挡，风暴流不能进入所罗门海，巴布亚半岛就不可能形成合恩半岛这样的沉积。

（6）砗磲（*Tridacna*）是礁后潮坪带的产物，单体散布，其生长层在冬半年富集氧的重同位素，夏半年富集氧的轻同位素，与造礁珊瑚的生长层变化是一致的。Aharon 和 Chappell 所用的 Tridacna 采自格土洼西北 2 km 的礁顶边缘，似乎是搬运再沉积的单壳，并非原地埋藏的双壳并存型。

（7）该地礁沉积物处在开放系统中，铀系法测年的精度往往难以得出一个短时限的时

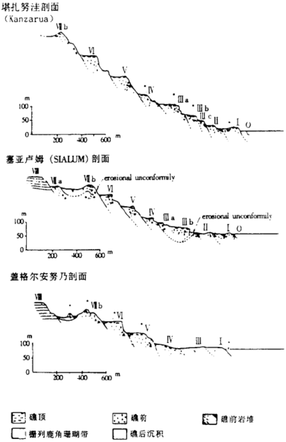


图 75　巴布亚新几内亚合恩半岛上升礁剖面图

（据 Aharon，P.；Chappell，J. 1986）

序，而这里只用 9 组样品，就得出如此理想的时序，也令人生疑。

总之，巴布亚新几内亚合恩半岛的礁沉积物，缺乏系统的沉积地质学研究，也没有建立起基本的沉积序列，没有礁格架自生相序的研究，存疑太多，这条海面变化曲线，充其量能够代表该区突发性海面变化的参考，不宜成为全球一致性海面变化的标尺。

五、晚第四纪海面变化

1. 珊瑚礁序列标定的海面变化

西沙群岛海域是沉降型成礁区，平均沉降速率为 5 cm/ka，中新世初期的珊瑚礁位于水下 1250 m 处。西石一井晚第四纪礁序列，厚不及 35 m，上部风沙沉积-化石土壤层序列的深度是 24.68 m，去掉岛屿部分高度 6 m，陆相碳酸盐地层的底界位于水深 18.68 m 处，位于该孔以东 1 km 的西永一井，晚第四纪底界，也就是潟湖物源区的底界，位于孔深 45 m 处，礁前带入的末次冰期沉积物沉积再裸露的深度应当低于 45 m，推测其为孔深大约 50 m 处是适宜的。末次冰期最盛时的最低海面，推测不会低于现今－70 m 水深处，因为风沙流

在不及 2 km 的范围内，起动搬运高度不会超过 70 m，沿岸风沙区的风沙流迄今尚未发现超过 100 m 者。可以想见，风沙流高度过大，其强度、风速过快，在几公里宽的礁坪上是难以停积的，只有相对高度低，受阻后风速缓慢，在礁坪上形成沙丘。同时，必须认识到，在末次冰期最盛时，起动风的实际高度，已经超过了 85 m，因为这时的礁坪，已经有三期风沙沉积和两个土壤层的厚度。每一个土壤层中都富含蜗牛化石和大量根化石，表明当时气候湿润，成土化作用发生在潜水面附近，考虑到沉降量，当时海面位置应与其所处深度相仿。礁格架的产态为典型的海侵礁（见图 56），成礁时理想水深平均为 5 m，加上下降量其海面位置应略高于礁格架的位置（图 76）。冰期最盛时的古海面高度估计，有的与西沙资料相仿，大多数资料认为当时海面更低（表 24）。

表 24　18 ka，B.P. 古海面高度的估计

作　　者	最低海面的高度/m	备　　注
Wright	－100	
Humphreys	－67	
Nansen (1922)	－150	
Antsve	－93	最低是－120～－130
Ramsay	－55	
Daly (1934)	－75	最低是－90 mm
Flint	－102	最低－120 m
Fisk et al.	－136	
King	－100	
Donn et al.	－105～－123	
Curry (1965)	－130	
Mc Master 和 Garrison (1966)	－144	据墨西哥湾
Milliman 和 Emery (1968)	－132	据新英格兰沿岸
Flint (1971)	－132	据大西洋沿岸
CLIMAP (1976)	－80	经均衡沉降校正后为－92 m
Bloom (1978)	－80～－140	
Blackwelder	－150～－155	
朱永其等 (1979)、赵希涛等 (1979)	－143 －150～－160 (15ka，B. P.)	
Ollier (1981)	－130	
井关	－140～－135	据日本沿海冲积层下基底砾石层的地貌特征
成濑 (1984)	－100	扣除了大陆架的均衡沉降量
星野 町田	－130±20	据日本四周大陆架外缘的平坦基岩面
Emery et al. (1971)	－130	
佐藤和茂木 (1984)	－110～－130	据陆架台地尾端的平坦面
凑	－140	据日本发现的舟底型石器，认为津轻海峡和宗奇海峡曾是沟通陆岛的陆桥
大 (1986)	－80	古海面在海底侵蚀面以上 10 m 或海底堆积面以上 20～40 m
Batchelor (1979)	－128	据南海巽他 (Sunda) 陆架的埋藏台地
Morner (1970)	－85～－90	据北海的埋藏深槽，扣除均衡沉降量
Pinot (1968)	－89～－92	据法国布列塔尼 (Bretagne) 外侧的古海岸遗迹
Vech 和 Veevers (1970)	－175 (17～13.6ka，B. P.)	根据澳大利亚大堡礁岸外资料

作　　者	最低海面的高度/m	备　　注
Dillen 和 Oldale（1978）	−80～−90	据美国东部大陆边缘的资料扣除了用物探测量确定的大陆边缘挠曲沉降量
Hopkins（1973）	−100	据白令海近岸地带的资料
McManus 和 Creager（1983）	−68（19ka，B. P.） −55（16ka，B. P.）	据楚科奇海（Chukchi Sea）陆架区的调查资料
Jongsina（1970）	−130～−175（18.7ka±0.35ka，B. P.） −200～210（>17ka，B. P.）	据南太平洋阿拉弗海（Arafura Sea）海区发现的海滩岩和珊瑚的目前水深

（引自赵希涛、杨达源，1992）

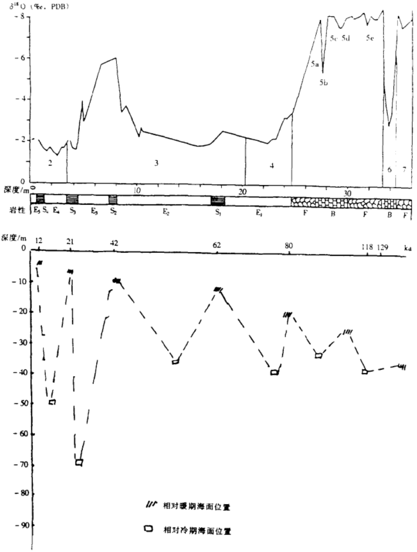


图 76　西石一井氧同位素和地层反映的海面变化

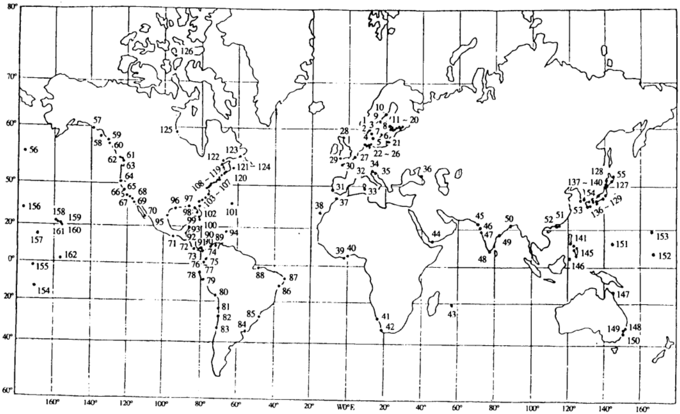


图 77　世界主要验潮站的分布

(引自谢志仁，1995)

编号为统计时的顺序

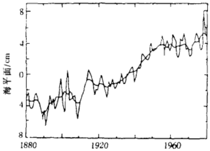


图 78　由验潮站资料得出的全球海面变化

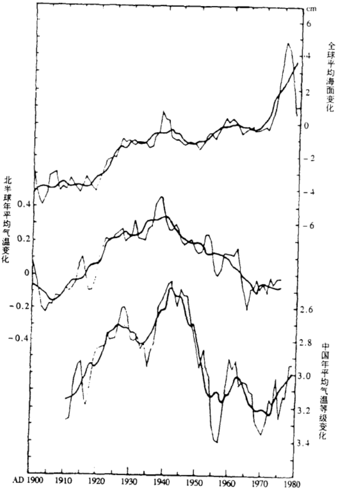


图 79　本世纪以来海面变化趋势与气温变化趋势比较
(引自谢志仁，1995)
波折线为 3 年滑动平均结果；圆滑曲线为 9 年滑动平均结果

2. 全球验潮站的海面变化及今后海面变化预测

根据谢志仁教授1995年所统计的162个验潮站（图77）的资料，从1880～1980年间，全球海面波动在±8 cm之间，幅度很小（图78）。本世纪以来海面变化趋势与气温变化趋势基本吻合，也可以说是同步的（图79）。

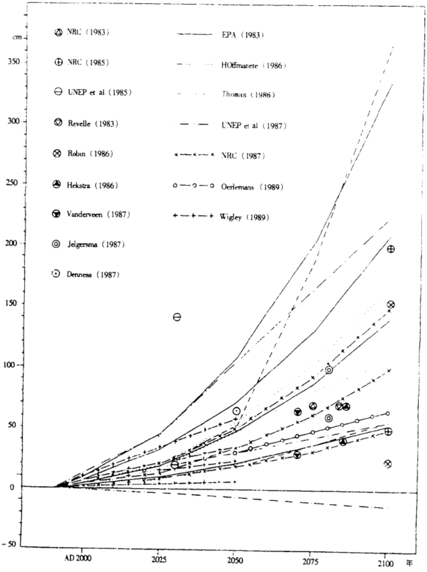


图80　21世纪全球海面上升预测代表性成果

(引自谢志仁，1995)

EPA (1983) 据 Hoffman et al. (1983); UNEP et al. (1985) 据 WCP (1986); UNEP et al. (1987) 据 Jeager (1988); Wigley (1989) 据 Kelly (1991); Jelgersma (1987) 据施雅风 (1988)

21 世纪全球海面上升预测方案很多，比较有代表性的成果见于图 80，变化幅度之大，令人吃惊！谢志仁教授（1995）根据多年的研究总结，提出了高、中、低等 4 个方案（图 81）。本书作者认为，全球验潮站的资料，是海面变化研究最符合客观实际的资料，价值最高，也最具说服力，远比历史时期的数据要可靠得多。全球一致性海面变化是在缓慢上升的，本书作者倾向于低方案。值得注意的是，全球突发性海面变化，也是一种多发的突变，对有海岸线的国家都能构成人类的死伤和财产的损失，是主要的防范对象。

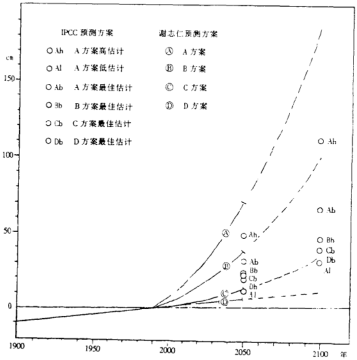


图 81　全球性 ESL 上升估计与 IPCC 估计的比较

（引自谢志仁，1995）

虚线表示外推，不包括在预测方案中

第五章　主要事件沉积的相模式

第一节　概　　述

沉积相是环境的物质表现，而相模式是沉积相分析的最佳形式，也是识别标志的高度概括，能够指导和预测产物的环境归属，从而也是比较沉积学的理论基础。

相模式从60年代初期开始出现，尤其是浊流沉积相模式——鲍玛序列的成功建立和应用，加快了相模式研究的速度。进入70年代，相模式的概念已相当流行，不同类型河流相沉积相模式、三角洲相模式、滨岸—浅海相模式等都是这一时期的产物，也促进了沉积学的发展。进入80年代，风暴沉积相模式逐渐形成，90年代由作者等提出的风沙沉积相模式、生物礁相模式，虽然还未被学术界广泛认可，但其适用性和普遍性意义，已经在古代和现代实例中得到了很好的验证，最终被确认只是时间问题。

相模式的建立，并非易事，首先必须掌握它的理论基础，就是沉积学基本原理，其次是要有一定的实践经验，既要了解古代沉积的实例，也要考察现代沉积作用，若能加进模拟实验，则会更加完善。相模式的建立一般导源于地区性的经验模式，然后再逐渐检验和完善，使之具有普遍意义，形成被公认的相模式。任何一个相模式，虽然最终被某个或某几个人完成，但都是经过许多人长期的实践积累和古今结合的提炼，凝结着群体智慧的结晶。

相模式能使沉积学、沉积地质学研究事半功倍，只要明白地质现象的有序性，也就是自生相序与环境的关系，那么掌握的模式越多，研究工作就越轻松自如，预测的能力就越强。

本章仅将海岸带晚第四纪一些主要事件沉积的相模式提供出来，有的已经见诸教科书，几乎已经成为定式；有的仅见于文献报道；有的仅仅是作者的经验模式。至于教科书中成型的模式，也加进了作者实践应用中发现的问题和改进的建议，例如曲流河相模式，这样会更有益于读者的学习和应用。

第二节　风沙沉积相模式

风沙沉积相模式是在上下侵蚀间断面限定下，由3个自生相素组成，从下而上依次是：

（1）沙丘沉积相，是风力作用早期形成的产物，随着风沙流持续时间、强度、作用方式和沙源丰度的不同，可以出现不同的沙丘类型，如风沙流持续时间短，沙源物质不丰，只能形成一些低矮的沙堆；如果风沙流在一定范围内强度、携沙量近似，则形成横向沙丘；当盛行风力集中携带沙源时，则形成纵向沙丘；主风向携沙量多，而旁侧沙量少，则形成新月形沙丘或抛物线形沙丘。不同沙丘类型的沉积构造不尽相同，沙堆不显沉积构造，只有坟丘状的形态；纵向沙丘的前积层理呈入字形，通常被称为金字塔形或塞夫沙丘层理，沙

丘长轴方向平行盛行风向，一侧倾角陡，但永远不会达到休止角的角度，另一侧缓，一般很少达到 15°，是其他沙丘类型所没有的。因此，只要在单剖面上见到这种入字型交错层理，就能准确判定盛行风方向和纵向沙丘类型。横向沙丘的交错层理呈现出帚状的披盖形，明显区分于其他沙丘类型。新月形、抛物线形、穹形沙丘中可以出现板状、槽状、上凸交错层理，具体判定沙丘类型时，需要根据平面形态，如弧面与翼展的关系，凸出弧面与盛行风方向是逆向还是背向，翼展的弯口指向等。

（2）丘间沉积，以往文献和教科书中常认为是一种具水平层理的侧向加积，属于沙丘的一部分，是一种误解。丘间沉积是风沙沉积自生相序的上部相素，具有顺盛行风方向上爬的特征，是一种低角度交错层理，每一个细层之间都是超覆关系，并非是平行的关系。丘间沉积是在沙丘前积层理达到休止角后，不能继续加高时沉积的，先堆积在沙丘间区并使沙丘顶部被削平，然后再沉积其上。

（3）沙丘与丘间的结合面，是风沙沉积的重要相素，也是风成沉积区分于其他环境产物的重要标志之一。它是在沙丘沉积后期由于超过休止角而滑塌，并在其上加积而成，是一个超覆沙丘前积层理的面，从而是一个不等时面。同时，由于沙丘前积层理倾角陡，而丘间沉积为低角度顺风上爬的交错层理，两者呈锐角相交，顺盛行风方向，形成一个似角度不整合的面，是风沙沉积环境的重要标志。

风沙沉积的相模式就是从沙丘底部的侵蚀间断面往上—沙丘高角度前积层理沉积—沙丘与丘间结合面—丘间低角度交错层理沉积—侵蚀间断面（图 82）。同一期风沙流活动中，只能出现一个沙丘层、一个结合面和一个丘间层。限定风沙沉积自生相序的侵蚀间断面，在

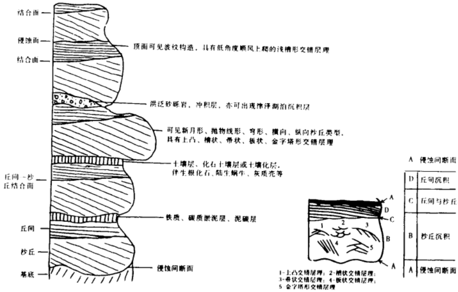


图 82　风沙沉积相模式

风沙沉积的旋回序列里有不同的表现形式，它可以是单纯的侵蚀面或间断面，也可以是被成土化作用形成的土壤层占据，还可以出现洪泛层、冲积层、淤泥层、碳质淤泥层、泥碳层以及其他湖相沉积层等。总之，风沙流活动停滞后，风沙沉积环境转换为单一的侵蚀环境，就只有侵蚀面或间断面；或转入平衡环境，就会出现土壤层、化石土壤层或土壤化层等；若转入其他沉积环境，就可形成其他环境产物。

第三节　风暴沉积相模式

风暴沉积相模式已经成型，其完整的自生旋回是从底侵蚀面往上，依次出现粒序层—块状层—交错层理层—细粒层—顶部侵蚀面。

（1）底侵蚀面是任何相模式都有的，但风暴沉积相模式的底侵蚀面有其独特的特征，因为它是风暴流初始阶段侵蚀出来的，其凹进的部分又被早期风暴沉积物充填，出现一些特征性的形态类型，如渠模，横切面呈长方形，状如水渠；袋模，或称槽模，底面呈圆滑的弧形；沟模，底面尖棱，呈深沟形态等。

（2）粒序层，无论风暴沉积的组成物如何不同，沉积物粒度怎样变化，风暴沉积的最下部相素总是粒序层，与浊流沉积的 A 层相似，只不过风暴沉积的粒序层多为砾石级，从小砾到巨砾，不像浊流沉积那么细小。粒序层的另一特征是在组构上，永远都是颗粒支撑，绝不会出现泥基支撑的产物。这种粒序性、颗粒支撑的特征既不受粒级变化影响，也与沉积厚度无关。

（3）块状层，是粒序层的延续，由于风暴流作用随着粒序层的出现而衰减，介质中粗碎屑物已经沉积，而粒级相仿的悬浮物，快速沉积下来，虽然也是上流动体制的产物，但

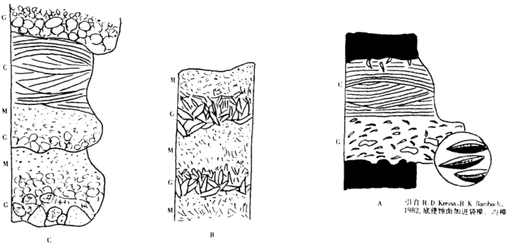


图 83　风暴沉积相模式

A—贝壳类堆积为主的风暴沉积；B—牡蛎堆积物的风暴沉积；C—碳酸盐风暴沉积的普遍性模式

由于粒级变化不大，粒序性不明显，而呈现出块状层的特征，也是区别于鲍玛序列下水平纹层的重要标志。

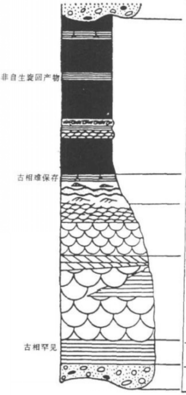
（4）交错层理层，是风暴流作用晚期，从上流动体制变为下流动体制的产物，也是随着水体变浅更接近滨岸带的摆动浪作用的结果，变形波浪将不同沉积物叠加，形成大型板状、Z形、鱼骨状、丘状等不同形迹的交错层理。同一层系组的层系产态一致，不同层系组之间为互相截切的关系。

（5）细粒沉积层，为风暴作用尾声的产物，在古相沉积中，大多不能保存。

完整序列型较为罕见，大多为粒序层—块状层组合和单一交错层理型组合，特别是以软体动物壳屑为主的序列，更难见到完整序列（图 83）。

第四节　河流沉积相模式

河流沉积相模式是研究程度最高，也是比较成熟的一类相模式。随着河流状况的不同，可分为蛇曲河沉积相模式、辫状河沉积相模式和冲积扇相模式 3 种。



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
6	均匀层理和水平纹理	爬升波痕纹理、旋卷层理、干裂、植物根痕、潜穴、钙质和铁质结核	泥岩、粉砂岩	洪泛平原
5	波状层理和水平纹理	小波痕层理、透镜状层理、爬升波痕纹理、干裂、植物根痕	粉砂岩、粉砂质泥岩	天然堤
4	小波痕层理和爬升波痕纹理		粉砂岩	曲流沙坝
3	大波痕层理	平行层理	中、细砂岩	
2	平行层理	剥离线理	砂岩	
1	均匀层理	叠瓦状构造，底面为冲蚀面	含泥砾砂岩、砾状砂岩	河床滞留沉积

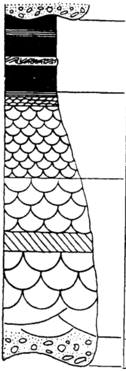
图 84　蛇曲河沉积相模式

（引自陈景山等，1985）

蛇曲河沉积相模式（图 84），其自生相序是由底侵蚀面往上，依次出现河道沉积和边滩沉积。天然堤在现代河流沉积中可以见到，但在古相沉积中是得不到保存的，不可能出现在模式中。泛滥平原应该是独立的事件沉积，常覆于河流自生相序之上，被误认为是河流沉积自生相序的上部相素，实质上是一种误解。图 84 中仍保留以往习惯的序列，由读者在实践中验证。

蛇曲河河道比较稳定，河床坡降缓，流量变化小，细粒沉积物被带走以后，形成砾石级的滞留沉积。模式中于滞留沉积之上出现平行层理的沉积层，在古相沉积序列里是不存在的，比较稳定的相序就是在滞留沉积之上出现板状或楔状大型交错层理的边滩沉积，亦可见小波痕层理和爬升波痕层理。从滞留沉积—边滩沉积序列，是蛇曲河的典型相序，有时只有单独的边滩沉积，无论是完整相序或单一边滩沉积，都具有上细下粗的粒级特征。边滩沉积之上的天然堤沉积不可能出现在古代河流沉积产物中，因为天然堤处在侵蚀环境中，保存不下来，更上的泛滥平原属于他生旋回，是独立的相模式，不宜纳入河流相模式中。图 84 标柱的应是多旋回泛滥平原沉积，是独立于河流相模式之外的他生旋回。

辫状河流沉积相模式（图 85），因河道较直，分叉较多，河槽浅而宽，河床坡降较陡，



段	代表性的原生沉积构造	共生的沉积构造	一般岩性	环境解释
4	水平纹理和均匀层理	旋卷层理，爬升波痕纹理，干裂，植物根痕	泥质粉砂岩，粉砂质泥岩	洪泛平原
3	小波痕层理	爬升波痕纹理，水平纹理	中、细砂岩	河心沙坝
2	大波痕层理	单组大型板状交错层理，逆行沙丘交错层理，复活面	砂岩，砂砾岩	
1	均匀层理	叠瓦状构造，底面为冲蚀面	砂砾岩	河床滞留沉积

图 85 辫状河沉积相模式

（引自陈景山等，1985）

流速快，容易改道，所以河心滩十分发育，其模式特征为底侵蚀面往上亦为河床沉积，为很薄的砾石级河床滞留沉积，砾石常出现叠瓦状排列，长轴垂直于水流方向，并以迎流叠瓦为主，是判断水流方向的重要标志之一。

河床滞留沉积之上为心滩沉积，以大型槽状前积层理为特征，槽轴的倾斜方向就是水流方向，可与叠瓦状砾石相互验证。模式中的其他层，如同蛇曲河模式一样，是现代河的产物，古相沉积中不能保存，泛滥平原相是他生旋回，宜单独建立模式。

迁徙性河流和间歇性河流往往是突发的河水，其特征有时近似辫状河，有时又类似冲积扇，其特点是形成一个个扇体，底部河床沉积不具叠瓦状构造，亦不属于滞留沉积，而是略有分选，具有上细下粗的快速沉积，其上出现具有板状或楔状的交错层理层，粒度最细（图 86）。这种上细下粗的序列，恰与冲积扇体的扇缘、扇中和扇顶相适应。

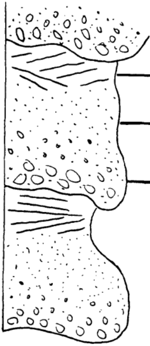


图 86　冲积扇相模式

此外，顺冲沟或山坡因暴洪积水，快速沉积的洪泛体，有时亦呈扇形，但与冲积扇相模式不同，主要表现在粗粒沉积物的无分选和砾石大小相差悬殊（图 87）。

河流沉积物，包括冲、洪积物在内，都是泥基支撑，绝不可能出现颗粒支撑的岩石类型，这一点对判断一些极端类型时不至于与风暴沉积或风沙沉积相混淆。

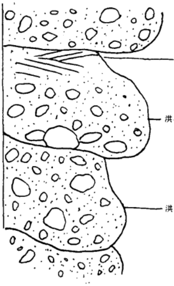


图 87　洪泛沉积相模式

第五节　湖泊沉积相模式

湖泊沉积由于其类型多，沉积物类型复杂且变化快，而环境条件又都比较单一，无典型的沉积构造，迄今尚未建立起沉积相模式。这里提出的相模式，是根据中国海岸带晚第四纪洪泛成因的浅湖建立的一种经验模式或称为地方性相模式（图 88）。

湖泊沉积的自生相序从底侵蚀面往上依次出现湖底相沉积—湖心相沉积--湖坡相沉积—湖滨相沉积—沼泽相沉积。不同成因类型的湖泊，各个相素的特征不尽相同，但相序是大体一致的。

湖底相沉积，在火山湖中为火山岩，而在洪泛湖中为洪泛砾石层或砾岩层，亦可以是稍具分选的冲—洪积层或单一的冲积层，无典型沉积构造，是伴随着积水成湖期形成的。

湖心相沉积是成湖期中的产物，常随着湖盆大小、输入物的数量、介质条件和气候条件以及湖水水体的物理化学、生物条件的不同，而有着不同的特征。可以是泥质年纹层沉积，亦可以是砂质年纹层沉积，可以是高营养、多生物沉积，也可以是贫营养、少生物沉积，甚至可以是单一的快速砂层沉积。凡是边界条件多而影响因素多的湖泊，往往是湖盆规模大，水体比较深的湖泊，湖心相沉积的典型特征越明显，反之亦然。规模特别大，水体比较深的湖泊，湖心相沉积中往往会夹有他生事件沉积产物，例如浊积层、河流沉积层等。湖心相以细粒、水平纹层、年纹层为特征。

湖坡相沉积粒级要粗于湖心相，层理构造仍为水平层，但细层厚度大，年纹层不如湖心相明显，而生物扰动构造发育，实体化石亦可能保留，动、植物化石共存现象常见。湖坡相亦可出现砾石级成分。

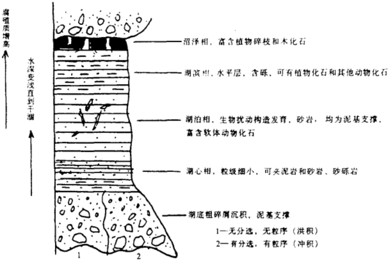


图 88　湖泊沉积相模式

湖滨相与湖坡相在小型湖泊中可以不分，笼统称为湖岸相，常夹河流相沉积、洪泛沉积，无典型沉积构造，可以出现水生、陆生动、植物化石共存现象。

沼泽相，是湖泊期终了时的产物，水体干涸，腐殖质增加，植物残体多，往往成为高碳质淤泥层，其与湖心相碳质泥层的区别在于是强氧化环境产物，富含氧化铁锰质，植物残体多，腐殖质含量高，有时可见干裂纹，而湖心相多为还原环境，铁质物为富硫的黄铁矿，富含有机质，可以出现沥青质层或透镜体，纹层层理发育，不会出现植物残体，有与水体相适应的动物化石。

第六节　珊瑚礁相模式

珊瑚礁如同其他生物礁一样，其自生旋回从底侵蚀面往上，依次是礁基相和礁格架相。

（1）礁基相，与詹姆斯所说的定殖期大体相当，是在营造礁格架之前，一些对环境条件要求低于造礁生物的生物组合，比较杂乱的丛生、繁衍，逐渐成为造礁生物组合的依托。因此，礁基相的规模、形态往往变化很大，没有特定的沉积构造和典型形态特征不易判断，有时被包于礁格架之核部，常被忽略。

（2）礁格架相，是珊瑚礁的主体相序，随着成礁条件的变化，在形态、特征上有明显的不同。单向礁体，也就是岸礁类型，其礁格架形态呈手臂形伸展，海侵型礁体，粗壮段位于下部，纤细端（或称尖灭端）顺礁基斜向陆地；海退型礁体，粗壮端位于近陆地处，向海方向斜下伸展，尖灭端指向海（图 89）。海侵型礁体经受侵蚀破坏后，常在礁前覆以塌积相生物砾屑灰岩，泥基支撑，分选差。海退型礁体侵蚀破坏后，堆积在礁后，形成礁后碎屑相沉积，甚至可以成为岛屿。因此，根据礁格架的依附相沉积亦可间接判断礁体的性质。

环礁、堡礁为双向型礁体，海侵条件下形成的礁体，呈倒∧形，上凸的高度取决于成

礁时海面上升的幅度大小。快速上升型，凸度大，隆起高；缓慢上升型，则凸度小，隆起低。如果是海退型礁体，则礁格架呈V型下凹，幅度大小同样取决于海面的下降幅度。下降的幅度大，下凹度大，反之亦然（图90）。实际调查中可以根据礁体跨越的距离大小（d）和上凸高度或下凹高度（h）之比，来大致确定与海面的相关性。h/d 小于或等于0.2时，表明当时海面升降缓慢，h/d 大于0.5时，当时海面快速升降，h/d 在0.2～0.5时，属于中等变化类型，微上凸或下凹。

双向型礁体的上覆物与单向礁大体一致，上覆礁前塌积相沉积的是海侵型礁体；上覆礁湖相沉积的为海退型礁体。因为双向型海退型礁体都是在浅海或较深海的浅海部分成礁，周围都是海洋环境，并无陆地，不可能出现礁后岛屿相，只有相对水深与水浅的沉积物，其上覆沉积物总是相对水浅的产物。

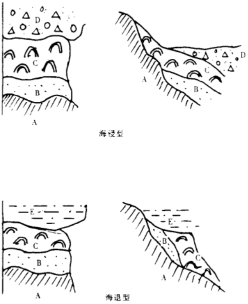


图89　岸礁相模式
A—基底；B—礁基相；C—礁格架相；D—礁前堆积；E—礁后堆积

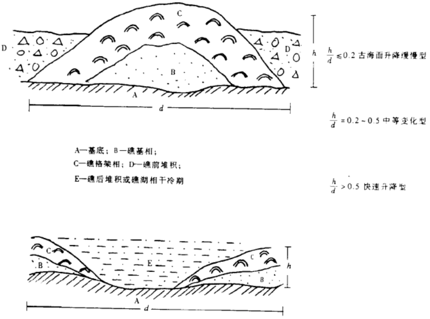


图90　环礁、堡礁相模式

第六章　晚第四纪高分辨率事件地层划分与对比

第一节　概　述

中国海岸带晚第四纪地层序列的研究历史很长，单剖面的划分和相邻剖面的对比材料很多，沿岸—陆架区利用钻探取心的地层研究，投入量也是很大的，但是，随着时间的推移，能够立典成型的却极为罕见，事件地层序列尚处在起步阶段。考虑到论述以往海岸带晚第四纪地层划分与对比，所费笔墨恐本书难以承受，故全部舍弃，只根据本书作者所掌握的实际材料，建立主要的事件地层序列与划分。

第二节　划分原则

依据下列原则进行划分对比：

(1) 以往已建立的地层名称，无论是保留或修改原先序列或重新建立了新的序列者，其地层名称仍沿用过去已见诸文献的名称；

(2) 序列和时代改变的地层，只改变序列内容和时代，原名称仍保持不变；

(3) 原先未被研究，又具备独特特征，能够明显与已知名称地层相区分者，建立新的地层名称；

(4) 新研究区域，以往无该类地层剖面类型者，虽特征与已知剖面相似，为便于对比，仍旧建立新的地层名称。例如，台湾上更新统中上段的港仔组和下段的下福组。

(5) 以研究程度高的剖面序列为基础，通过氧同位素曲线、磁化率曲线、年代数据及其沉积产物比较和环境转换关系，进行系统对比和划分比较。

以 Martinson et al. (1984) 提出的 300 ka 以来的氧同位素期编年年表进行统一标定。

第三节　划分对比方案

根据中国大陆海岸带、海南岛环岛海岸带、台湾环岛海岸带、福建平潭岛、西沙群岛、长江中下游沿岸等所建立起的 16 个风沙-土壤层序列剖面、12 个风暴沉积序列剖面、8 个洪泛沉积序列剖面和 4 个湖泊沉积序列剖面为基础资料，通过综合分析对比，建立了一条编年的综合性事件地层序列，包容了 4 种事件类型，详、疏程度不一，年代标定虽然不是实测数据，但更有预测性和可供检验磁化率曲线对比和宏观沉积地质学-事件地质学研究的可信性（图 91）（表 25）。

表25 中国海岸带晚更新世事件地层划分对比表

界系统：新生界 第四系 上更新统

地区	地层名称	上段 划分特征	中段 划分特征	下段 划分特征
辽南	大连组	风沙-土壤粘土层间夹洪泛砾石层	风沙-土壤粘土层交互更叠序列10个以上旋回	洪泛型红层
渤海沿岸	渤海组	混合型风暴沉积旋回层夹薄土壤层	碳酸盐型风暴沉积旋回层与土壤层交互更叠序列含蜗牛化石	泥质风暴沉积与湖泊沉积序列
黄河口区	鲁北组	淤积砂层与黑色淤泥层更叠	细粒风沙、风尘-土壤粘土层交互更叠序列夹风暴沉积层	河流沉积与湖泊沉积序列
山东半岛	柳夼组		老红砂型风沙-土壤粘土层交互更叠序列夹洪泛层9个以上旋回	湖泊沉积砂泥层
苏北	下蜀组	细粒型风暴沉积旋回层，有3个以上旋回	风尘-土壤粘土层更叠序列，有5个以上旋回	湖泊沉积有多个钙质结核层
长江中下游	彭泽组	石英砂型风沙-碳质淤泥或铁质淤泥层交互更叠序列，24个以上的旋回		风尘沉积与湖泊沉积
长江口	下蜀组	淤积砂泥层与土壤粘土层交互更叠序列，上部有细粒型风暴沉积序列，有7个以上的土壤层		湖泊沉积序列
福建	平潭组	上部老红砂型风沙-土壤粘土层交互更叠序列夹洪泛层，中部湖泊沉积和铁盘层，下部石英砂型风沙-炭质淤泥层更叠序列		
福建	深沪湾组	上部迁徙冲积-土壤化序列，下部湖泊沉积序列		
福建	后石组	下部碳酸盐型风暴沉积序列和洪泛红层，上部碳酸盐型风沙-化石土壤层理更叠序列，含蜗牛化石		
福建	东山组	上部硅质碎屑型风暴沉积序列和洪泛旋回层，中部石英砂型风沙-炭质淤泥更叠序列，下部洪泛湖泊型红层序列		
广东	海山组	上部碳酸盐型风沙-化石土壤层更叠序列，中部碳酸盐型风暴沉积序列，下部洪泛红层和湖相沉积		
广东	广沃组	上部碳酸盐型风沙-化石土壤层更叠序列和复合洪积扇序列，下部洪泛红层和湖相沉积		
浙江	普陀山组	上部洪泛砂砾型有6个以上旋回，中部老红砂型风沙-土壤层更叠序列，有18个旋回，下部湖泊沉积序列，有6个湖泊演化旋回，植物化石丰富，有昆虫化石，底部洪泛沉积		
海南岛	铜鼓岭组	碳酸盐型风沙-化石土壤层交互更叠序列，有10个旋回，含根化石蜗牛化石		
海南岛	五龙组			碳酸盐型风暴沉积序列，顶部覆有化石土壤层
西沙群岛	东岛组	碳酸盐型风暴沉积旋回层，有十多个风暴旋回		海侵型珊瑚礁格架相和潟湖相沉积
西沙群岛	石岛组	碳酸盐型风沙-化石土壤层序列，有4个化石土壤层五期风沙沉积，沙丘类型多伴生物特征等均较明显		
台湾	港仔组	上部洪泛沉积旋回，中部风沙层侵蚀面间互层，有10个以上旋回，下部风沙-土壤层更叠序列，夹洪泛层		
台湾	下福组			湖泊沉积有6个以上的湖泊演化旋回，有植物、软体动物化石组合
台湾	恒春组			碳酸盐型风暴沉积旋回层，上部有6个土壤层，中部砂砾型，下部巨砾型，30个以上的风暴沉积旋回

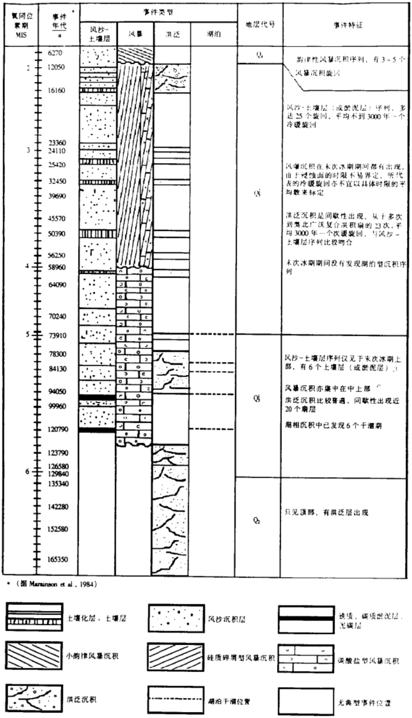


图 91　中国海岸带晚第四纪事件沉积地层划分图

第七章　晚第四纪气候-环境格局的基本规律

第一节　概　　述

晚第四纪是地球40多亿年来演化的最新阶段，也是人类从古人到智人的重要发展时期。正确认识这一时期的气候与环境的演化规律，对人类生存、发展至关重要。海岸带又是人口密度大，经济、文化、科学技术设施分布最多的地区，查明气候变化和环境的转换规律，对促进经济发展，加强环境保护，减缓和防治自然灾害对人类生命财产的危害，其意义也是深远的。

中国海岸带晚第四纪气候变化和环境格局，既适应于全球性变化，又有地域上的独特特征。

第二节　晚第四纪气候演化标志物

中国海岸带晚第四纪气候演化的判别标志，依赖于沉积产物的时空标志意义和不同产物之间的匹配关系。

海岸带晚第四纪期间的事件沉积产物，都是在特定气候条件下，伴随着环境的转换而形成的，能够成为气候变化和环境转换的替代性标志。

(1) 风沙沉积层，是风沙流活动的产物。风沙流的形成至少需要具备3个条件：一是强劲的风系；二是干燥的地面环境，能够起动砂粒，进入风系；三是要有丰富的物源。风沙沉积层的存在，显然是满足这3个条件的结果，也就能够提供干冷气候的信息。通过研究每一个砂层的产态、沙丘类型及其高度，丘间沉积的有无和伴生物的特征等，就可以比较准确地判断出气候状况，环境条件，盛行风向，物源丰度，风力强度，相对持续的时间等。

(2) 风沙沉积层之间的侵蚀间断面，是两次风沙流活动的间歇期形成的，代表着两个风成沉积环境间的转换，是侵蚀环境的体现，也是风沙流活动一度停滞、气候-环境明显改变的标志。无论时限长短，这种界面都可以代表一个相对湿暖的气候期，在区域内，与该面相对应的沉积产物可能是冲积层，也可能是洪泛层或者是其他湿暖气候条件下的产物。

(3) 土壤层或化石土壤层，是原先沉积产物被改造的新产物，不能以原先沉积时的成因来解释气候和环境条件。任何成土化作用都是平衡条件下的产物，随着成土化作用的性质、强度和作用时限的不同，土壤化的程度和特征明显有别，原先的沉积构造可以完全消失，也可以是仅仅变得模糊；原先的组成物可以分解、溶蚀，成分上可以发生迁移、富集的变化，也可以出现新的产物，如成土化过程中，因植被发育而留下根化石、根管石，出

现蜗牛类和其他生物化石。土壤化程度，可从土壤分层的明显程度、植被、生物的有无，原始沉积构造的保存状况等作出判断。根化石粗大，分层好，原始沉积构造消失的土壤层，土壤化程度高，时限长，表明其经历过一个比较漫长的湿暖阶段。

（4）炭质、铁质淤泥层或泥炭层，是一种浅水沼泽沉积的标志物，也是湿暖气候、积水环境的标志。碳含量越高，表明原先草本植物越茂密，有机质越富集，沼泽化程度高，水量丰富，这种淤泥的厚度越大，持续的时限越长。铁质淤泥层则反映植被稀疏，氧化铁质的出现显示其暴露于开放系统以后，使原先的二价铁氧化成三价铁。时限长短，仍然取决于厚度大小。

（5）洪泛层，无论其产出层位和原始产态如何不同，每一个洪泛层（复合洪积扇的一个个扇层亦是如此）都是湿暖气候，高降水量期的反映。只有当谷地、坡地松散沉积物的含水量达到高度饱和，才能被水体携带移走。洪泛层沉积的粒度大小、厚度，有无分层的特征性沉积构造，物质组成的性质，是判断环境条件、介质条件和能量的基础。孤立、单一洪泛层与复合洪积扇都值得给予特别关注。任何一个孤立、单一洪泛层的出现，都有其特定的地貌条件，它之所以不能形成复合洪积扇，并非只有一个湿暖期，而是因为受环境和物源条件所限，使其他湿暖气候阶段的产物以土壤层、淤泥层，甚至是以间断面的方式出现。

冲积层的标志意义远不如洪泛层，因为干冷气候阶段并非所有河流都干涸，仍可以保存一些冲积层。目前还不能区分出干冷气候条件下的冲积物与湿暖气候条件下的冲积物有什么不同之处。洪泛层是非河道产物，无降水或少降水期不能形成，其气候的标志意义是明确的。如果在不同期次风沙沉积序列中，出现冲积层，则可明确断定是湿暖期。

（6）风暴沉积层，是值得引起足够重视的沉积产物，在海岸带晚第四纪沉积中，所占的比重较大，分布较广，由于研究工作起步晚，这些沉积物中含有较多的海相生物化石，从一开始就被误认为是一种海相地层。沿岸露头区，又被误导为海滩岩。同时，由于其中海相生物化石碎片被多次簸选，既与海水又与大气，甚至还与淡水发生过CO_2的多次交换，用这种材料所测定的^{14}C年龄值，出现指数性的年轻化是不足为奇的，再以这样的结果去诠释海水进退、海岸变迁和气候-环境演化，使原本是有序的客观规律，变成无序的杂乱状态，再加上人为的分期，误导性就更加严重。

我国沿岸—陆架区的那些含有海相生物化石的层位，需要重新标定其成因和序列特征，改用其他测年方法进行标定。

从前述可以看出，风暴沉积呈旋回性地跨越了整个晚更新世，在地理分布上也很广泛，类型也多，究竟130 ka以来，发生过多少次风暴沉积作用，其平均出现频率如何等，尚待定量研究解决。目前，还处在定性研究的初始阶段，要真正得到学术界的认可还需要有一个过程。从已知风暴沉积序列的比较和对应来看，风暴作用多发生在相对干冷期，也就是太平洋纬向流动快速的时期，风驱作用明显，而风暴沉积序列中的侵蚀间断面，理应相对应于湿暖期。此外，从风暴沉积序列顶部常被洪泛层所覆，而自身序列中又常夹土壤层来看，也应当是相对干冷期的产物。

（7）湖相沉积序列，能够反映出湖泊从形成到兴盛期，再到衰亡甚至干出期的演化过程，而且也能够反映出各个时期动植物的发育状况，有无河流补给，补给方向部位、河流规模、河流的持续性等。同时，这种从形成—兴盛—消亡的过程，留在沉积序列中的地质

记录，都不是单一的，而是多旋回性的，为气候-环境转换提供了非常重要的信息。

湖泊沉积序列中能够反映气候-环境的标志物主要有：

①洪泛砾石（岩）层，多出现在湖泊形成的早期，是陆架—沿岸地区晚第四纪湖泊的主要成湖机制。

②湖盆中各个部位的沉积层，为湖岸相粗粒沉积，向湖心逐渐变细的相变序列；湖盆边缘和沼泽相的植物茂密带；湖心相泥质沉积和软体动物化石分布状况等；氧化铁层、铁锰壳层、铁锰氧化带、土壤层等，都是湖盆干出后的重要标志；河流沉积层的位置、流向、厚度、范围的变化，能够提取原始环境、气候演化的重要信息；总体沉积地质学的研究，能够阐明整个时限的三度时空的演化史和环境转换规律。

③结核：晚第四纪湖泊沉积中常见的结核有铁质、铁锰质、碳酸盐质等，它们是一种化学的或生物化学的自生沉积作用产物，主要出现在水与沉积物界面上，是在无补给或少补给的状态下，水体地球化学条件改变的事件沉积作用下的产物，代表着一个干燥气候条件下的枯水期。

(8) 珊瑚礁：广义的珊瑚礁由两类完全不同的地质体组成。一类是热带海域浅水环境，由造礁珊瑚和附礁生物生存发育，繁衍增生而成的地质体，是真正的珊瑚礁。由于造礁珊瑚生长繁衍需要适宜的海水深度、温度和水质、生物链条件等，可以成为判别气候-环境的标志。另一类是上述地质体被侵蚀、破坏，经搬运再沉积以后所派生出来的地质体，其形成环境条件多种多样，可以从邻近礁体的部位，扩展到盆地或礁后很远的区域，不具备礁体自生旋回应有的相素，不能当作礁体来判别气候-环境条件。

(9) 海相地层迄今为止，在中国海岸带范围内（包括岛屿海岸），均未发现晚第四纪正常海相沉积。但是，这里仍将海相地层的气候-环境判别意义和与风暴沉积的区分标志阐述清楚，以便为尔后陆架海底沉积序列研究提供参考。

正常海相地层序列能够提供原始海洋沉积环境的状况，判别进积还是退积序列，生物组合面貌与环境条件的匹配关系，沉积物属性及地球化学条件，显示出的事件类型、特征及其在全球变化中的地位等。

正常海相地层序列具有区别于风暴沉积序列的标志（特征）：

①沉积序列为原地各种亚环境的产物，相互邻接的相序清晰可辨，自生旋回属于退积或者是进积的关系明确，是其他环境所不可能与之相混的；

②有与沉积序列相匹配的沉积构造；

③有与各种亚环境相对应的生物化石；

④各种生物化石以及生物活动遗迹都具有一定的组合面貌，群落特征明显；

⑤所有化石都是原地埋藏，原始生态特征明显。

(10) 界面，是地质记录的重要内容之一，也是环境转换的一种标志。依据界面的性质和物质表现不同，可以进行分类。从物质表现来说，可分两类：一类是形态界面，有形无物，比较多见；另一类是实物界面，不仅有形，而且有物，这种物又并非一般沉积环境下的产物，而是特定事件性质所形成的标志物，如铁质壳面、铁锰壳面、铁染界面、灰质壳界面、硬底界面等。从反映的时间长短来说，可分为瞬时界面、间断面、不整合面等。各种类型的界面又有等时面与不等时面之分。总之，任何环境都可以产生出不同类型的界面，有相序界面，也有环境转换面，识别界面是沉积地质学研究的重要内容之一，也是任何一

个沉积序列研究不可或缺的。

侵蚀面、间断面都是侵蚀环境的标志，是沉积期与无沉积期的转换，其时限难以作出直观的判定，亦难以进行有效的测年。因此，界面的气候判别意义是不恒定的，只有实物界面提取的气候信息才更可靠。

第三节　晚第四纪古气候-古环境演化的基本规律

古气候学是研究地质历史时期气候变化规律的一门科学，而古环境学亦会逐渐发展成为一门独立的分支学科。晚第四纪古气候-古环境演化实际上就是晚第四纪地质学与晚第四纪古气候学以及晚第四纪古环境学的相关性与交叉。换句话说，就是以晚第四纪地质产物去追溯晚第四纪的古气候与古环境演化规律。晚第四纪古气候学研究主要有两种途径：一是东亚季风研究；二是古温度研究。后者又从两个方面进行：其一是根据三大洋表层水温分布的长期观测数据，估算历史时期的古水温变化；其二是利用晚第四纪岩心序列中的浮游有孔虫氧同位素期和转换函数方法求出古温度，然后再结合上述因素进行综合分析，都是以全新世的气候演化模式为依据的。

海岸带晚第四纪各种事件沉积序列研究发现，末次间冰期和末次冰期期间的古气候-古环境演化与全新世是不同的，并不像现今这样四季分明，东亚季风的活动规律亦与现今大相径庭。因此，阐明晚第四纪古气候-古环境演化的基本规律，探索新的定量研究方法，将是晚第四纪全球变化研究的重要课题。

(1) 晚第四纪的时限没有明确的限定，约定俗成地视为晚更新世以来的一段地质史，也就是从末次间冰期—末次冰期—冰后期 130 ka 间的地质历史。在这一时限里，是地球演化历史长河中，气候变化最频繁，环境转换最迅速的时期。

(2) 130 ka 来，气候变化与环境转换的特征具有三段性。即末次间冰期（130～75ka），气候变化受地球轨道要素（米兰科维奇理论）控制的特征依然存在，尤其是黄赤交角与岁差运动周期的匹配机制比较明显。在这种周期变化中开始出现短周期现象，亦多在岁差运动周期的匹配机制比较明显。在这种周期变化中开始出现短周期现象，亦多在岁差运动的半周期或 1/4 周期的范围内变动。可是到末次冰期阶段，气候变化频率很高，环境转换极为迅速，地球轨道要素周期已难以辨别，几乎全为短周期的频变所代替。在新仙女木小冰期以后，气候变化的频率更加快，但变化幅度极小，总趋势趋向湿暖阶段，环境转换快，但未能保存不同环境转换的产物。

(3) 海岸带晚第四纪期间的事件沉积作用类型多，频发性高，保存几率亦很高，以致成为判别古气候状况和环境转换的替代性标志。不同事件沉积产物之间，都有很好的对应性和匹配性。湿暖期向干冷期转换，干冷期向湿暖期转换都是突变的关系，不存在渐变的转换关系。渐变都位于转换后的自生旋回沉积环境中。

(4) 晚第四纪事件沉积产物都保存了能与深海沉积序列相对应的 MIS 分期，证明了沉积产物，无论形成于何种环境，都不代表地质历史的流水账，而仅仅是大事记。换句话说，任何环境的产物序列，都不是地球历史日积月累的连续记录，而仅仅是那些演化过程中的高能、优势保存的产物。

(5) 晚第四纪各种事件沉积序列，反映出末次间冰期和末次冰期阶段的气候，与全新

世不同，与现今就更加不同，那时没有四季分明的春夏秋冬，风系变化亦与现今不同。因此，以全新世或现今气温去类比末次冰期的气候条件是不适宜的，单一的古温度换算也不是判别古气候变化的捷径，反而会造成误导。浮游有孔虫某些种的出现与消亡和适应水温的状况，有时空上的不恒定，常常随着时间的推移和研究程度的提高而改变。

(6) 从末次间冰期到末次冰期期间，古气候是一段干冷，一段湿暖，而且不是像地球轨道要素那样的恒定周期，而是短时限的变频周期，可以用太阳黑子长度周期及其倍数来对比。环境转换与气候相匹配。但是，不同事件沉积环境的转换有着不同的规律性。例如流水作用的沉积环境只转换为侵蚀环境和平衡环境，迄今还未找到转换为非流水作用沉积环境的先例。风成沉积环境可以转换为侵蚀环境、平衡环境，也能够转换为流水作用的沉积环境。

(7) 晚第四纪期间的东亚季风也具有三段性特征。末次间冰期的早期，没有东亚季风活动。根据多年研究结果，晚第四纪东亚季风开始于MIS5b，兴盛于MIS2-4，衰减在MIS1。东亚季风的这一活动规律，表明其活动周期短，是一种变频周期，与黄土序列的风系特征应有所不同，也与青藏高原的隆升并无直接的成因联系，主要受控于大气环流和大洋环流的传输转换规律。

(8) 末次间冰期与末次冰期的各种事件沉积作用，都可与现在海岸带的地质灾害作用相对应。风暴沉积作用对应于台风；洪泛沉积作用对应于泥石流、滑塌；风成沉积作用对应于局部沙漠化；湖泊沉积作用中的各类事件，在现今湖泊的演化过程中，均能找到其对应物。如果认为这种对应不够，那么可以认为晚第四纪期间，事件沉积作用是由较强—很强—弱的变化规律，现今是地质灾害最弱化的阶段。

(9) 晚第四纪期间，各种事件沉积作用在南北半球有着对应性和同时性的规律。例如中国海岸带的各种事件沉积作用与澳大利亚西海岸带的对应性很好，表现在：①中国的风沙沉积，前积层理倾向南或南西，而澳大利亚的风成高角度前积层理倾向北或北东；②中国海岸带末次冰期风沙-土壤层序列的类型主要为老红砂型和碳酸盐型，澳大利亚西海岸带也是如此；③中国海岸带上述序列覆于风暴沉积序列之上，澳大利亚西海岸带同样也是这种序列结构。④中国海岸带上出现较多的洪泛复合沉积序列，澳大利亚西海岸带同样出现；⑤中国海岸带上广泛分布的风暴沉积序列，在澳大利亚西海岸带同样出现；⑥东亚季风只发育在西太平洋边缘带，而与其对应的印度洋西南季风，只出现在西澳带（纬度、温度相似，只在澳大利亚东部形成大堡礁，就是这一因素所制约）；⑦大西洋在赤道南北相对传输转换，事件对应性亦很好；⑧太平洋东缘的传输转换，同样是南北半球对应性的佳例。

(10) 厄尔尼诺和南方涛动（EnSo）只出现在南美洲西缘，大洋暖池出现在赤道洋流受阻位，都是气候转换模式的必然结果。暖池越多，范围越大，全球气候越温暖，降雨量大，洪泛区多，海面持续上升。反之，暖池范围缩小，气候变冷，完全消失就进入冰期。

(11) 进入晚第四纪时，大型哺乳动物兴盛，原始牛开始出现，伴生有诺氏象、大角鹿、披毛犀、葛氏斑鹿、猛玛象等。进入全新世，这些大型哺乳动物灭绝。

综上所述，正确认识古气候变化和古环境转换的基本规律，合理评估现今气候-环境条件，作出对今后气候变化的预测，是成果转换的重要内容，特提出如下意见：

(1) 现今是处在湿暖期，相当于历史时期的间冰期，气候变化有幅度小、变频快的特点。

(2) 海平面是缓慢上升的，全球性因大洋增水而上升的海平面幅度小，每年不会超过 2 mm。局部因强台风、飓风、津浪而造成的淹没和破坏，不能成为全球性判别的依据。

(3) 下个世纪还会出现较现今为寒冷的阶段，2020 年、2055 年、2070 年前后，可能是事件多发阶段，如地震强烈、活火山活动、气候转冷等。

(4) 海岸带环境改造、利用必须要有全局性，要充分考虑建设工程实施前后的环境转换问题和转换后的效益及其平衡和补偿问题。

第八章　晚第四纪气候-环境转换的制约机制

第一节　日-地系统

太阳系作为宇宙中一个天体系统而存在，地球又是太阳系中的一员，地球表层所发生的一切事件，不能单从地球本身去寻求答案，更多的可能是受控于宇宙天体系统，特别是银河系和太阳系。银河系是太阳系依存的星系，理应直接制约太阳系，对地球的影响可能是一些长周期的大事件，像晚第四纪十多万年时限内的事件，应主要受控于太阳系，而且日-地系统应当是主导的因素。

太阳是太阳系中惟一的恒星，又是一个不断进行热核反应的热发光球体，它所辐射出的热能，为地球的生命提供了生存条件，如果地球失去太阳光的照射，人类就可能灭绝。宇宙的演化对太阳系的控制作用，人类尚未完全明了，也就难以用于解释地球表层事件作用的机制。太阳自身变化对地球的最大影响是黑子和耀斑的变化。黑子具有强烈的磁场，其大小和数目的多少时有变化，且具有周期性。黑子数在每一周期后先达到高峰值，而后再衰减到极小值，其时限大约是 11 a。同时，黑子具有强磁场，黑子群的磁极性每隔 11 a 变换一次。太阳活动的强弱程度，主要受控于黑子的数量变化和耀斑的出现频率。耀斑是太阳色球中的爆发现象，耀斑爆发能发出辐射能，对地球表层的热能的接受、转换起到很大的制约作用，也是导致地球表层气候变化的主要因素。

地球是太阳系中的一颗行星，其成因如同太阳系乃至宇宙演化，还处在猜测与推论的假说之中。但是，地球的赤道半径与两极半径却有准确数字，两者相差 21.385 km，从而是一个扁球体。地球不仅围绕太阳公转，自身也在转动，而且转动速度不是恒定的，存在着快、慢变化。由于地球的内核是熔融的流体，在自转过程中内核与固体外壳也在运动，其速率也是变化的，这些因素对于地球表层来说，都存在着程度不等的制约关系。

地球的另一特点是有一个围绕它转动的卫星——月球，是一个固体表面无水的星球，由于其质量小，与地球互相吸引下绕地球转动，其转道偏离地球赤道平面，转动角动量比地球自转角动量大 4 倍，月球运动的周期性导致地球上的潮汐变化，而潮汐摩擦又能使地球自转速度减慢。地球的自转，每天一周，就有一个赤道平面；地球公转，每年绕太阳一周，就有一个轨道平面，也就是黄道平面，它与赤道平面之间有一个交角，称为黄赤交角，现在是 23°27′，在历史时期是不恒定的，变化周期大约为 41 ka。由于地球自转的赤道平面与绕太阳公转的黄道面和月球围绕地球公转的面并不在一个平面上，使地球自转轴围绕黄道轴旋转，绕行一周平均需要 21 ka，称为岁差运动。黄道面的偏心率的旋转周期平均为 100 ka。因此，偏心率、黄道倾斜和岁差被称为地球轨道三要素，被认为是长周期气候-环境演化的主要控制因素。

第二节 晚第四纪古气候演化的制约因素及其模式

第四纪气候的不稳定性是第三纪以来最强烈的，而晚第四纪期间的气候变化更加频繁，其不稳定性更加强烈，特别是末次间冰期和末次冰期阶段，古环境转换迅速，气候变化的频率很高。晚第四纪气候变动的另一个特点是全球性的、南北半球同步的，各种事件沉积产物都有很好的对应性。

上述晚第四纪气候-环境变化的基本规律和十多万年的总时限表明，冷暖变频周期变化不能以地球轨道三要素，亦即米兰科维奇的理论去解释，因为整个时限只有一个多偏心率周期，3个黄道倾角周期和6个岁差运动周期。各种事件沉积序列表明，晚第四纪冷暖旋回已可以分出几十个，其变化尺度是百年级到千年级。另外一个基本事实是南北半球的同时性和很强的对应性，表明全球气候变动的制约因素是相同的。

各种事件沉积序列的保存特征表明，无论是干冷阶段还是湿暖阶段，都不是冬半年或夏半年这种年际的尺度所能形成的产物，它必须是一段时限的相对干冷与一段时限的相对湿暖变化才更符合客观实际。例如代表干冷气候的风沙沉积，都是从沙丘到丘间的规模和很大的厚度，不可能在一个冬半年内形成。代表相对湿暖阶段的土壤层，都是单一的成土化作用，成土时限的长短只反映在土壤层厚度和土壤分段的完善程度上。任何一个土壤层都不可能是一个夏季时限所能形成的。因此，不能以现今的气候模式去解释晚更新世的事件沉积产物。只有综合多元因素，相互匹配，建立起能动的制约模式，方可作出合理的解释。

制约全球性气候变化的因素是多元的，也是多级的。从天体来说，有三大因素影响地球的运动，其一是银河系旋臂的磁极方向，与地球磁极方向在地质历史中时而一致，时而不一致。这种从一致到不一致再到一致的变化，是一种变频周期性变化，既有长周期，亦有短周期，目前尚未查明其变化规模，但影响地球的运动，制约地球表层气候却已有所认识。例如，当银河系旋臂的磁极方向与地球磁极方向一致时，地球表层温度低，将处在冰期阶段，反之亦然。历史上的大冰期，都是这种一致性持续时间长的阶段。其二是太阳对地球的影响。太阳带着地球和其他行星在银河系里旋转一周，要200 Ma，是一个最大的周期，变化和影响应该是绝对的，不变化倒是相对的。太阳辐射量的变化，引起地球轨道要素变动的周期是：偏心率100 ka周期；黄赤夹角41 ka周期，岁差运动是21 ka的周期。不同时限的周期在地球历史演化中始终在起作用，是互相匹配、叠加的重要影响因素。太阳内部积聚的电磁辐射能穿过对流区到达光球面，形成黑子耀斑，发出大量辐射能，同时产生太阳风，能够扰动大气，影响地球表层气温。这种黑子耀斑出现的周期平均为11 a，而且每一次的积聚量和持续的时间都有所不同。当这种太阳黑子长度周期长时，地磁场减弱，地球自转速度减慢，赤道热传输加快，大气环流的经向流动加强。相反，太阳黑子耀斑宁静期，地磁场强度大，进入地球表层的热辐射能大量积聚在赤道带，地球自转速度快，大气环流亦强化了纬向流动。这种交替更叠的变化，加上地球自身不是圆的球体，而是椭圆体，内核熔融物体相对地幔也是在不停地转动，它的旋转速度与地球自转速度并不和谐，在脆弱带引发地震，在通道外溢出岩浆，造成火山喷发的现象持续不断，也就足以证明这种作用的影响力。

综合上述大大小小的影响因素，将其相互匹配，可以归纳出一个大气环流一大洋环流传输转换模式，能够合理解释各种事件沉积产物的特征和晚更新世以来气候一段时间干冷，一段时间湿暖的变化规律（图 92）。这一模式的基础是导源于天体运动和太阳黑子周期。辐射能强弱变化是主因，大气环流与大洋环流受其影响，相互匹配地有规律变化，加上地球自身运动和表层地形地貌和介质条件的匹配。

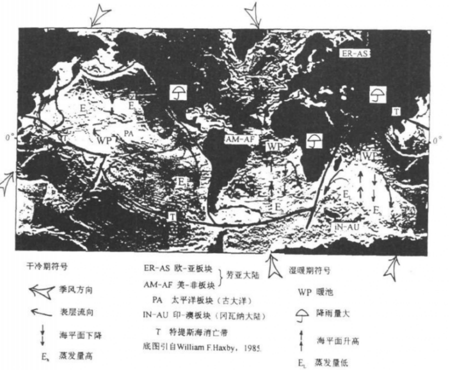


图 92 全球大气环流一大洋环流传输转换模式图

当太阳黑子周期长度长时，地球自转速率慢，太阳辐射热从赤道很快向两极传输，大气环流的经向流动迅速，季风在北半球往西南吹，南半球往东北方向吹，气温低，气候干旱，降雨量少。进入极地的洋流，使冰盖升温，融冰向赤道方向移动，形成陆缘冰架。此时全球气温降低，气候干燥，蒸发量增强，海平面降低。大气环流经向流动的强化，慢慢使大洋环流停滞在赤道带，热流不断积聚，形成暖池带，这时的地球自转速率快，地磁场强，极地寒冷，冰盖扩大，陆地降水量大，大洋蒸发量小，造成全球性升温和海平面上升，成为湿暖阶段。大气环流与大洋环流传输转换的方式和转换的时间长短不同，导致干冷气候和湿暖气候的变频周期变化。最明显的三条传输转换带就是大西洋南北带，东亚与西澳对应带，东太平洋南北带。印度洋则受到青藏高原隆升的影响，形成自身的涡动循环，并往东流向南太平洋。当流到智利外海，与南下的暖流相遇时，便出现厄尔尼诺和南方涛动，也就是经向流动逐渐变为纬向流动的时刻。大西洋传输带模式就是这种整体传输转换的一

部分。

南北半球大气经向流动的传输和大洋环流从赤道往两极的传输转换强度都不是恒定的。两者是相辅相成的。大洋环流传输转换强度大必然导致大气环流的传输转换快而强，持续的时间亦长，反之则弱而时间短。干冷气候阶段形成风沙沉积和风暴沉积；湿暖气候阶段形成洪泛、河流和湖泊沉积，相互匹配成为海岸带四大事件沉积作用类型。

小字典　晚第四纪事件地质学100问

这里所列的顺序并非是有序的，所涉及的问题也是有限的，只是把一些野外常见常用的列出来，做了一些简要的回答。这些答案中涉及到工作方法和研究内容时，常带有浓厚的主观色彩，未必适合一些研究者的习惯。对于回答问题中所涉及到的其他内容，基本上都没有再引伸去谈，对于初学者来说，会引出其他一些问题，或有不满足之感。但只要明确了自然界只存在三大环境，那就是沉积环境、平衡环境和侵蚀环境。每一种环境都有不同的表现方式，其产物也是不同的。沉积环境最复杂，因为它的类型多种多样，产物之间，既有共性，又有特定性区分标志，需要逐个掌握，学会应用。同一时间，不同地区的环境条件，可以完全不同，相同产物的横向比较是有条件的。还须明确的是，地球表层任何地区、任何时代、任何一条剖面序列上，不连续是绝对的，连续是相对的。换句话说，一种环境存在的时段总是有限的，环境不断转换是绝对的。只要有环境的转换，产物就不会是连续的。界面是产物的重要组成部分，必须认真观察、总结，积累经验。每一种环境都有特定的序列和判别标志。通过实践，理解和证实了这些论点，再结合事件地质学的基本原理，就会运用自如。

1. 什么是事件地质学？它与传统地质学有什么不同？

答：事件地质学是地球科学中新兴的分支学科，最终将成为地球科学的骨干或核心学科。因为地球的出现，就是宇宙内银河系事件的产物，它围绕太阳公转的过程中，又有自转，还有内核与壳层间的相对运动。因此，地球演化史，就是天、地、生相互间各种大小不同事件产物的记录，与人类的生存、发展关系极大。它与其他学科相互关联，互相渗透，是以活动论为理论基础的学科，具有独立的诸多特色，与传统地质学的概念有所不同。传统地质学的理论基础是均变论，既带有浓重的机械论色彩，又否认自然界的突变意义。它认为地球的演化是渐进的，其产物应当是连续的；而事件地质学则认为地球的成生与发展是连续的，产物却是高能优势保存的，从而是不连续的，运动的过程中既有渐进，又有突变。任何一地的地质记录，都是各种地质作用的复合体，或者说是自然界三大环境相互变换留下的记录。

2. 晚第四纪事件地质学的含义、特点、研究目的是什么？

答：晚第四纪是地球演化的最新阶段，也是人类从古人演化到智人的阶段，与人类的生存、发展关系最密切。地球科学家通常把MIS5e末期，也就是最后一个间冰期开始至今的一段时限称为晚第四纪，凡在这一时限里发生的各种事件作用，都是晚第四纪事件地质学的研究内容，它包括火山作用事件、冰川作用事件、湖泊的形成与演化事件、河流的形成与演化事件、洪泛-泥石流-滑塌事件，风沙-风尘成土化作用事件、风暴事件、各种天外事件、生物绝灭事件、海水进退事件、岩石圈局部碎裂、碰撞及升降活动事件、各种物理-化学作用事件以及各种事件作用中显示的成矿作用事件等等。晚第四纪事件地质记录保存好，形成特征和标志物明显，易于追溯其发生、发展过程和判明作用机制，有益于对古相同类事件的对比研究。地球科学是一门逆向认识的科学，只能依据产物去追溯发生、发展过程，产物保存的优劣、典型性特征的完整程度，对判别和研究至关重要，晚第四纪事件沉积产物，是在地球表层常温常压下形成的，多为松散状态，只有少数碳酸盐沉积或成土化作用者有弱固结，但没有压实作用，使这些地质事件产物能够完整保留，对正确认识和判别各种事件作用的过程、机制十分有利，能够成为古相同类事件判别的重要借鉴。因此，晚第四纪事件地质学非常重要，应当成为地球科学的主导学科和全球变化研究的热点。

3. 晚第四纪主要事件类型有哪些？

答：晚第四纪期间天、地、生所发生的事件其种类之多是人类认识地球演化历史中最多的时期，大致分布在5个范围内，即天体、生物圈、气圈、水圈和岩石圈中，彼此之间都有着特有的内在联系。例如冰期一间冰期既受控于天文气候学，又制约着生物圈、气圈、水圈和岩石圈，其周期性的精度，取决于人类

的识别程度，古则长、新则短。目前，地学界在晚第四纪事件地质学研究中，主要涉及的类型有大洋水体温度冷、暖变换事件；缺氧事件（原先以白垩纪大洋缺氧事件为典型，现在加利福尼亚岸外巴巴拉盆地晚第四纪沉积序列中亦有发现，它与正常海相沉积呈纹层状交互更叠，并与冰心序列中的暖阶相对应）；大洋中的浮冰岩屑富集事件是1988年Heinrich首先发现于北大西洋的深海站孔中，有6个浮冰岩屑/浮游有孔虫比值异常高的沉积层，上部1～5层对应在末次冰期中。1992年Broecker等利用DSDP609孔的资料，对末次冰期的沉积物岩心进行了间隔1cm取样的详细研究，发现Heinrich提出的浮冰岩屑层往南延伸了，并认为这是劳伦泰德冰盖扩张引起的，命名为Heinrich事件。其特点是浮冰岩屑含量高，有孔虫含量低，表现出低的海水温度和盐度。在晚第四纪期间已经发现6次。冰心D-O事件，是在格陵兰冰心序列中发现的一种旋回性事件，每一个旋回中包含着一个冷阶和一个暖阶，被称为Dengaard-Oeschger事件，简称D-O事件。在沿岸和陆区，则以冰川事件、火山事件、湖泊盛衰事件、黄土堆积-土壤层更叠事件、风沙-土壤层更叠事件、风暴事件、洪泛-泥石流事件等为主要类型，它们都可与同时代的冰心、大洋事件相对应。

4. 野外必须认识的矿物有哪些？

答：矿物是岩石和沉积物的主要组成物之一，野外宏观善于正确识别出矿物，对判别环境条件和物质来源有很重要的意义。例如沉积物成分中主要见到石英和长石，附近又没有大的花岗岩体或变粒岩组合，那么就可判定其为远源产物。同样，在花岗岩类分布区的沉积地质体中，却以碳酸盐碎屑和生物骨屑为主要组成物，显然也不是就地取材。野外宏观必须认识的矿物主要是造岩矿物中的浅色矿物和暗色矿物类，其次是重矿物、蚀变矿物和粘土矿物。造岩矿物中的浅色矿物就是石英和长石，前者容易识别，但在晚第四纪事件沉积物中往往不是透明的白色，而是附着铁质的红色、棕色或黄色，亦可因其他杂质的粘附而呈现出灰色、绿色、蓝色和紫色。长石必须能区分出碱性长石和斜长石，至于碱性长石的种类和斜长石的牌号则需较长期的经验积累和配合显微镜下的研究才能掌握。但是，宏观根据色调、晶体特征和双晶纹可以比较准确地分出碱性长石和斜长石，亦能准确判别出正长石和微斜长石。暗色造岩矿物中的橄榄石、辉石比较少见，角闪石、云母类比较常见，依其色调、形态不难判定。观察中可注意云母类矿物中有无绿泥石，其量的多少是判别蚀变程度的标志。重矿物中以磁铁矿、钛铁矿、钛磁铁矿最多，野外可用磁铁在每一种同体积的沉积物中吸附，可以判别出沉积序列中各个部位的磁性矿物相对含量，准确的统计可以作出磁性矿物含量变化曲线，与磁化率曲线进行比较，对环境磁学的分析研究十分有益。粘土矿物是沉积物基质中最普遍的成分，粒度细小，可在放大镜下区分出是晶质的还是非晶质的，前者可再进一步区别是高岭石还是绿泥石或蒙脱石或伊利石等，若是非晶质的，只有靠室内X射线衍射定量分析判定。不同粘土矿物含量的比例关系，对判别物源和气候条件有一定意义，可作为一种辅助性参数在剖面序列中应用。碳酸盐沉积物中的矿物组合比较简单，主要是两类，一类是生物骨骼组合，往往涉及较多的生物种属，欲详加划分，难度较大，可以节肢、珊瑚、腹足、瓣腮、有孔虫、介形虫、棘皮等大类分之。另一类是非生物骨屑碳酸盐类，有低镁方解石、文石、高镁方解石、白云石4种，可根据色调和与稀盐酸的作用程度予以判别。欲迅速提高野外识别矿物能力的方法有两种：一是从实验室收集各种已鉴定过的矿物砂粒，在实体镜和放大镜下反复比较并记住矿物学特征；二是将野外采集的各种砂样，磨制出砂薄片，在偏光显微镜下鉴定后再与实际样品进行比较判别，这样积累起来的经验更加直接和实用。

5. 为什么要熟悉最基本的岩石类型？

答：事件沉积物特别是晚第四纪事件沉积物中，不仅有大量的岩屑物质，而且有不同的基底岩石，不懂得岩石分类学，不会判别岩屑组分，无疑会降低沉积地质学研究的质量。某些海洋特别是深海柱状岩心的研究者，从不管岩心柱中的矿物组成，只按一定的密度取样，挑选出特定的生物组分，进行特定的测定和换算，然后将这些参数处理后，就能成为高分辨率的事件地层柱。这样做，只能在已知MIS的阶段中寻求事件位置和标定年龄值，并没有沉积地质学的基础和事件性质支撑，是一种非常不可取的研究方法。岩类学特别是宏观识别岩石的能力应当成为所有地学工作者的基本功之一，不会鉴别岩石的人，不是真正的地学工作者。其实，岩类学和识别岩石的能力是很容易掌握的。首先，从理论上明确，岩石圈只有两大类

岩石，一类是层状岩石，可根据物质组成和是否变质去判断，就可判定是泥质、砂质、砾质或碳酸盐类，再按一定的分类命名原则去定名。若是变质岩，再看是浅变质还是深度变质，是区域变质还是接触变质等。对于火山碎屑岩，若是凝灰岩，首先看色调和有无石英，只要见到石英，哪怕只见到一个颗粒，那么原始火山岩浆的基性度不会太高，最高亦只能是石英安山质的火山岩，那么再根据有无晶屑、岩屑，火山物质多少，结构构造特征去判别，就不难定出岩石名称。另一类是块状岩石，首先判断岩浆来源深度，是深成还是浅成或是喷出，再根据色调，矿物组成判断基性度，也就不难定出其岩石名称。一般来说，色调越暗，基性度越高，结晶颗粒越大，则岩浆来源深度越大。见到标征性矿物的岩石，其大类就不会搞错，例如见到石英，就不应定为高基性度岩石；同理，见到橄榄石，基性度肯定高，岩石中不会有石英出现；正长石多的岩石，岩石色调淡而发红，就可能是碱性岩。野外调研中，掌握好这些判别尺度，多观察，勤总结，就会积累起经验，运用自如，识别无误。

6. 主要沉积结构类型有哪些？

答：沉积结构是沉积岩或沉积物组分的大小、形态和排列组合方式。结构特征是形成作用与过程的记录，能够反映其成因和成为判别环境条件的标志之一。结构是沉积岩或沉积物分类的基本依据之一，结构标志主要是粒度、支撑类型和成因。沉积结构主要有三种类型，即机械成因结构、化学结构和生物结构。机械结构受控于介质条件，其特点是在沉积岩或沉积物中，总是由颗粒组分和泥基成分组成，且又随着介质的性质、运动特征和作用过程的不同，使颗粒组分和基质成分的比例关系和组合特征造成差异，出现不同的结构类型。化学结构是由于化学结晶作用形成，只见于碳酸盐岩，常与成岩作用性质有关。生物结构，是生物营造活动的结果，主要见于生物礁和藻类筑积体中。

7. 主要沉积构造类型有哪些？

答：沉积岩或沉积物的构造是由于组成物的颜色、性质、结构特征的变化而显示出来的几何图案，野外直观特征明显，是识别环境条件的重要标志之一，必须熟练掌握其识别特征。沉积构造类型可分为原生的和次生的两大类，原生的又可分出机械成因的和生物成因的两个亚类，次生的也可分为机械的和化学的两个亚类。从环境判别意义上来说，原生构造意义重大。

原生机械成因构造类型可分为三类，即层理类型（水平层理、波状层理、斜层理、递变层理等）、层面类型（波痕、泥裂、雨痕、雹痕、晶痕、印模等）和变形构造类型（负荷构造、枕状构造、包卷构造、滑坡构造）；原生生物成因的类型可分为格架型、遗迹型和叠层石型。次生构造类型可分为滑动型、掺和型、溶解型、凝集型及其复合型，像缝合线、溶洞、溶孔、结核、晶簇、叠锥、龟背石等。

8. 沉积物的搬运作用有哪些？

答：沉积物的被搬运从介质条件来分主要是水力搬运、风力搬运和冰川搬运。从被搬运物质的运动方式可分为溶液搬运、悬浮搬运和底部推移搬运。水力搬运主要与水的流动状态和流动速度有关，如是层流还是紊流，是急流还是静流。沉积物块体越大，要求开始流动速度越大。水力性质可分为淡水洪流、淡水山洪，海水海流、潮汐和风暴作用。浊流和风暴流都是水体介质，可不作单独分类。风力搬运是在干燥气候条件下，将砂级和粘土级沉积物进行搬运。迄今为止，无论在古代风成沉积和现代沙漠区均未见到风力搬运砾石级颗粒的记录，戈壁砾石则是砂级颗粒被移走而形成的滞留砾石，并非风力所搬运。冰川搬运属于固体搬运，能量最大，可以运载千吨巨砾。冰川搬运不易产生分选和磨擦碰撞，即使长距离搬运，仍能保持冰川砾石的棱角。溶解物质搬运与上述搬运作用有所不同，它是由于母岩化学分解过程中一些元素如Al、Fe、Mn、Si的氧化物，不溶于水，便产生胶体溶液，而Ca、Na、Mg等的盐类，溶解度大，而成为真溶液。溶解物质搬运在两种环境的转换中最容易产生，胶体沉积事件十分多见。此外，某些生物，具有很强的生命力，能够通过自身的生命活动，直接或间接地迁移或聚集一些元素，形成一些特定的岩石或矿石，也起到了一定的搬运作用或成为特定的生物事件。

9. 如何判断地质构造背景？

答：去任何一个地区进行调查研究，无论其范围多大，即使是一个点上的工作，也应当了解所研究区

域的地质-构造-岩浆演化的概况，从中思考所研究问题与这些演化的相关性，有无矛盾或相悖之处。如果事先准备不足，没有获得已有资料或者这个区域研究程度较低，那么也要设法找一份区域地质图，采用看图识字的办法，自我作出这一区域地质-构造-岩浆演化的分析，使之成为调查研究的背景材料。

结合自身调查研究内容，进行地质背景分析，有益于探寻新的问题，找到更加合理的研究途径和方法，也能够促使深层次的思考，丰富研究内容。进行地质背景分析宜遵循全球性活动论的思想，从大范围到小区域；从整体到局部；从老到新；从形态去思考作用过程和原因，再从已知到未知，这样就会理出一个区域的基本演化特征，也就会得出分析的结果，与已知的理念哪些相同，哪些不相同，然后再深一步吃透已有的阐释，找出自己提出疑问和异点的原因，适当地调整计划，使之在实地调查研究时，能够对这些疑问和异点有所关注。例如在进行台湾海岸带晚第四纪事件沉积研究前，发现台湾与日本岛弧完全不同，不同时期造山带都难以在现今范围内完成，所以才有飞来峰的设想。待到实地调查后，更加坚定台湾岛是外来地块的概念。台湾北端中—上新世 300 余米厚的游荡性河流沉积序列，其流向由北而南，十分清晰可辨，就成为否定海内外普遍认为台湾是菲律宾板块向西北俯冲，使之在 500 万 a 前后从水下升起成为陆地的概念。无形中在晚第四纪短时限的主项研究中，促进了台湾岛整体性研究的问题，充分体现出进行背景分析的重要性。

进行地质背景分析的重要意义还在于能够促使研究者扩大知识面，开阔视野，避免坐井观天，也有益于多学科的互相渗透。工作前，有航照进行解译，会更有助于背景分析。

10. 野外工作最基本的要求有哪些？

野外工作是地球科学研究的基础，也是获取原始第一手资料和样品的过程，对能否做出优秀的研究成果至关重要。

野外工作中要求全面、细致、准确可靠，力争有所发现、有所突破。实践中要做到不怕苦、不怕累，多跑、多看、多量、多想。前一部分是抽象的，或者说是预想的愿望，任何一位科学工作者都会赞成和希望如此。但是，要实现这一愿望就必须按照后一部分的要求认真地、一丝不苟地去做。众所周知，野外地质调查是艰苦的，每行一步都要消耗体力，偷懒怕苦是做不好野外工作的。一个优秀的地学工作者，首先必须是一个能够自我约束的吃苦者。其次，是把野外看成天然实验室，一切现象（包括大量假象）都蕴藏在其中，从“四多”中去伪存真，去粗取精。第三是要善于观察，能以最小的代价获取最大的收益，这就要求必须能抓主、抓重，一切做到有的放矢，任何一项野外调查研究，都要做到有一定的预测，分出高、中、及格的三档目标，冲着高目标努力，不会低于及格的标准。那些没有既定具体预测目标，见什么、抓什么，就像一个无目标的厨师，见到什么都往篮子里扔，然后倒出来看看能拼出几个菜，就不会成为优秀的野外工作者。实践证明，到了一地，先全面踏勘，寻找关键，上上下下，不厌其烦，不放过任何一个界面，不漏掉任何一个现象，机遇总是归入那些有准备者手中。野外工作的要求可以长篇大论的阐述，这里只是要领，最重要的是从实践中领悟。

11. 什么是新构造？

答：新构造是指新构造运动形成的形迹，是对应于古老构造而提出的，代表着地球演化最新阶段的构造形迹。

新构造运动的下限被限定在新第三纪也就是中新世初以来所发生的构造活动，统统归于新构造。从时间上来说，大约距今 2500 万 a 以来。实际上，这种划分完全是人为的概念，并没有什么真正的科学意义。其目的更多的是从防灾、减灾考虑，让人们去关注那些活动带，有可能是地震诱发区。近年来，对于那些有历史记载和通过仪器可以观察记录的构造活动，虽然也是新构造运动的组成部分，却又被称其为现代构造运动，它对工程建设影响极大，特别受到关注。

新构造运动的形迹有继承性活动断裂，亦有新生成的断裂，有块体抬升或下降，也可出现宽缓褶皱，常伴随有岩浆活动，形成温泉和地热，地震也是新构造运动的重要组成部分。

12. 地质体的宏观形态如何判别？

答：地质体是野外宏观研究的直接对象，其形态特征是环境条件判别的标志之一，不可忽视。地质体有单个的，也有组合一起的，有小的，也有大的。野外工作中给予特别关注的是那些小的，相当一个相素或更小者。例如风成沉积中的前积层、沙丘形态、丘间与沙丘间的形态特征，剖面序列中的各个细层和层系，也可扩大到层系组。任何一个地质体，都要从它被限定的上下界面锁住，然后才能跟踪追索、圈定。有时，为了查明某个地质体的总体形态和组合关系，还将选择好有利的地形，登高俯视，反复验证，使其判定准确可靠。

13. 沉积物色调是怎样形成的？有什么意义？

答：沉积岩和沉积物的颜色是野外宏观最基本的一种直观标志，不同色调的层相互变换，一目了然。有经验者，仅凭色调的变换和地貌上的凸凹变化，就可大致分出不同环境的产物和岩类特征。

沉积岩和沉积物的颜色依其成因可分为原生色和次生色。原生色是由组成物的色调所决定的。原生组成物以石英为主，其色调淡而白，原生组分有较多的碱性长石，其色调呈肉红色。暗色矿物多则呈暗绿色。还原环境的产物色暗而多显黑、灰、绿色调，氧化环境产物则以黄、红色调为主。

次生色是沉积期后，组成物遭受风化、蚀变、分解以后，使原生色消失而变为其他色调。例如还原环境产物中的二价铁，在风化作用中，使铁变为三价，色调亦随之变红。次生色是环境转换的一种标志，尤以沉积环境转换为平衡环境以后，使原先沉积物改变结构和成分，一些染色物质如铁质、有机质迁移聚集或改变价态。因此，正确判别色调的成因和变化过程，有助于环境条件和环境转换关系的分析。

14. 为什么现代台风过后，没有留下沉积记录？

答：地球表层所保留的各个时代的地质记录，都不是该时代的全部，而是很小的一部分，若以保存的最大厚度和所经历的最大时限去换算各时代的相对沉积速率，每千年只有几毫米至几厘米，比现今任何环境的平均沉积速率都要低，其原因就是保存几率低的缘故。现代台风是一种风暴沉积作用，不仅可以改造原先已经形成的沉积物，也能够在原先沉积物上加积出新的产物，可是当台风过后不久，就很难找到台风期间留下的产物，这就是因为台风持续时间短，沉积的物质很薄，在没有新的沉积物覆盖时，就被台风后的波浪、潮汐作用所移走。人们常常发现，在珊瑚礁区的广阔礁坪上，台风期间，将松散沉积物聚集起来形成小岛状堆积体，台风过后，这些高出海平面的小岛又消失了，重又被堆积在岸带。所以，只有那些在沉积期厚度大，侵蚀速率低而时限短，能被其他沉积物掩埋的地质体才能保存下来。所谓优势高能保存，就是因为高能沉积速率快，沉积厚度大，不致于被后继的侵蚀作用所移走，才得以保存下来。

15. 为什么说沉积记录是地球历史的大事记？

答：地球从一诞生就在不停地运动，既有围绕太阳的公转，也有自身的自转，还有内核与表层间的运动，从未间断过，应该说是一种持续不断的运动。形成在地球表层的沉积岩或沉积物，既有一个形成前的累积过程，又有形成中的作用和过程，还有形成后的被改造、被侵蚀的过程，待到人类见到这些沉积岩或沉积物时，与它原先形成时的状态也大不一样，尽管它是在地球历史的某一个阶段中所形成，但却不能代表地球那一段的历史，只能说在那一段历史中，发生过形成这种沉积岩或沉积物的事件。因此，可以断定，任何沉积记录或地质记录，都不是地球历史的流水账，而是大事记。

16. 为什么同一时代的产物，有的固结，有的不固结？

答：这里说的同一时代是指晚第四纪，对于硅质碎屑岩沉积物来说，几乎从未发现过胶结成岩者，有时因含铁质，有机质高，粒细的泥岩或粘土质岩石会呈现出弱固结或风干固结的现象，但一见水重又松散，并非是胶结成岩。对于碳酸盐碎屑岩或含有较多碳酸盐碎屑的复合型碎屑岩，常可见到有的固结成岩，有的相对松散。胶结成岩与否，与所在区域的气候条件并无成生联系，北方区域的同性质碳酸盐沉积物，有着与南方相同的胶结特征。研究发现，海岸带晚第四纪碳酸盐岩或碳酸盐-硅质碎屑岩的胶结成岩者，都是颗粒支撑型的岩石，都是在大气环境下，地下水位以上的部位胶结成岩。胶结物有文石型、高镁方解石型、两者复合型，有低镁方解石型，也见到文石-高镁方解石被重结晶成低镁方解石者。文石、高镁方解

石系来源于留在孔隙中的海水囚水，并非是海水水下成岩。这些固结岩石，无论是文石、高镁方解石或低镁方解石，都是由于在大气环境下，孔隙溶液中富含这些物质，蒸发淀积在颗粒接触带而发生胶结作用。同类岩石处于地下水位以下淡水者，都没有这种淀积胶结作用的发生。因此，可以认为表生成岩作用的有无是决定是否固结的根本原因。

17. 晚第四纪是怎样编年的？

答：晚第四纪泛指晚更新世以来或者说从末次间冰期以来，其年表是依据氧同位素分期和相应的年代数据标定的，以 Martinson et al.（1987）的编年表最详，将其引用并标注海岸带相关事件类型和简要的事件特征（表 26）。

18. 什么是环境磁学，如何研究？

答：简而言之就是利用磁性地质学解决环境问题。岩石或沉积物中矿物的剩余磁性记录着这些物质在冷却、沉积或蚀变时地球磁场的极性特征。岩石或沉积物的磁性强弱，一般是取决于铁磁性矿物含量，但并非正比关系，因为磁性的强弱还受到多种因素的影响。岩石或沉积物中包含有地磁场的信息，不同年代的岩石或沉积物，应当记录着它们生成时的地磁场。因此，可以通过测定岩石或沉积物的天然剩余磁性，去研究不同时期的地磁场，也就是磁学的原理。把地磁场极性倒转按照地层的时代序列匹配上年代数据，就形成了地磁极性年表，从而也就是利用磁学参数与之对比的标准。

磁化率是物质被磁化难易程度的一种量度。物质的初始磁化率可由其磁化曲线起始段的斜率与外加磁场的强度之比来决定。沉积岩或沉积物是天然矿物的组合体，不同矿物各有其磁学行为，大致可分为反磁性物质、顺磁性物质和铁磁性物质三种。反磁性物质在外场作用下，产生与外加磁场方向相反的磁化强度。因此，磁化率为负值，像石英、长石、方解石等为反磁性物质。顺磁性物质在外加磁场作用下产生与外加磁场方向相同的磁化强度，但外加磁场消失后，这种物质的磁化强度亦消失。因此，顺磁性物质的磁化率值虽为正值，却非常低，常见的硅酸盐矿物大多是顺磁性矿物。铁磁性矿物在外加磁场作用下能产生很强的磁化强度，且在外加磁场消失后仍保留有剩余磁化强度，是磁化率正值的主要贡献者。磁化率可以作为古环境替代性指标和相互对比的参数。由于晚第四纪事件沉积产物大多呈松散状态，野外剖面露头上，垂直层面削出新鲜面，按一定密度用古地磁样品盒嵌进，标注上下位，编号记录深度，然后用透明胶带缠好，使样品在盒内固定，不被扰动，回到室内就可进行无定向古地磁测定。若不能用盒取，可单独连续采集磁化率测定样品，回到室内用体积法或重量法测定磁化率值，做出磁化率变化曲线用于对比分析。也可用磁化率仪在野外现场连续测定。

19. 陆区晚第四纪已标定的磁化率曲线在哪里？

答：陆区晚第四纪事件地层剖面进行过古地磁测量者甚众，有磁化率曲线者更多，但大多都缺少高分辨率年代数据标定，难以成为典型的剖面。

格陵兰冰岩心（GRIP，1993）和法国 Achenheim 黄土地层剖面的磁化率曲线，均有高分辨率年代数据标定，可成为对比的标型剖面（图 93）。

20. 哪些参数可以与古地磁结果匹配？

答：碳、氧稳定同位素测定值与古地磁结果匹配最佳。但是，海岸带或陆区晚第四纪事件沉积序列中缺少用于碳、氧稳定同位素测定的材料。可采用将进行过古地磁测量或磁化率测定后的样品，进行粗粒级含量变化曲线、全岩的 MgO/Al_2O_3 比值、游离 Fe_2O_3（Fed）与全 Fe_2O_3（Fet）的比值以及其他地球化学成分或比值，也可用粘土矿物及其相关比值曲线进行匹配比较。

21. 如何采集年代测定样品？

答：晚第四纪事件地质学研究的最大难点，就是剖面序列的年代标定。选择适宜的测年方法，恰当采集样品是此项工作的关键。由于晚第四纪事件沉积大多为松散的硅质碎屑样品，适宜于测年的方法只有热释光、光释光和电子自旋共振法（ESR）。这三种方法的原理大同小异，均需求样品粒度不要太粗大，含水量要低，原地埋藏且未经阳光照射者。但是，为保证年代分辨率，样品间隔不能太大。为满足这些条件，

表26　中国海岸带晚第四纪事件编年表

同位素期MIS	事件年代/a	事件类型特征		沉积速率
1.1	2320	事件频率与太阳黑子周期（11年）的倍数相匹配，小于50倍者占29.1%，50～100倍占23.6%，100～200倍者占37.3%，大于200倍者占10%，呈现出变频周期的高分辨率特征		
	7810		在深海千年级事件出现几率为67%，低于千年级的出现几率为33%	
	10310		风暴流活动弱化位	深海平均沉积速率6.5cm/ka 巴巴拉盆地2.3cm/ka
2	12050		事件频率	
	13700		更新世绝灭事件(许多更新世常见的大型哺乳动物，统统绝灭)	
	16160			
2.2	17850		风沙流活动弱化位	
2.21	19220		在深海千年级事件出现的几率为16%，低于千年级事件出现几率占84%	
	19690			
	20860		风沙-土壤层旋回	
	21940		风沙流频繁活动阶段	
2.23	23170			深海平均沉积速率12.8cm/ka 西沙风成沉积速率14.2cm/ka 巴巴拉盆地1.1cm/ka
	23960			
3	24110			
3.1	25420			
	31450			
3.13	43880		在深海千年级事件出现几率占60%，低于千年级事件出现几率占40% 岁差运动周期——太阳黑子长度周期的倍数	
	48900		风暴流频繁活动期	深海平均沉积速率7.8cm/ka 西沙风成沉积速率24.7cm/ka 巴巴拉盆地1.3cm/ka
3.3	50210			
	58930			
4	58960		在深海千年级事件出现几率占53%，低于千年级事件出现几率占47%	
	65220			
4.24	70820		风沙流强度，频率增大位 湖泊消亡位	
	73250		在深海，千年级事件出现几率占58%，低于千年级事件出现几率为42%	
5	73910			
5.1	79250		风暴流强度增大位	深海平均沉积速率6.9cm/ka
5.2	90950		黄赤夹角周期	西沙风成沉积平均沉积速率15.4cm/ka 巴巴拉盆地平均沉积速率1.4cm/ka
	99960		风沙流活动出现位 风暴流活动出现位 洪泛1次/2000a	
5.4	110790			
	122190			
	125000			
	129700		湖泊兴盛开始位 洪泛活动出现位 原始牛最低层位事件	深海平均沉积速率4.8cm/ka 西沙珊瑚礁沉积速率7.1cm/ka 巴巴拉盆地沉积速率1.1cm/ka
6	129840			

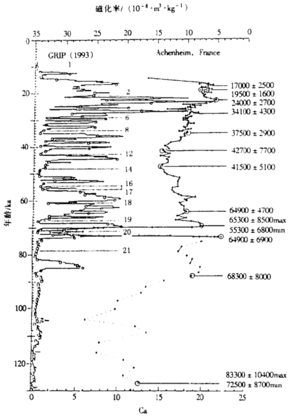


图 93　GRIP 与 Achenheim 剖面磁化率曲线图

（据 D. D. Rousseau et al.，Quaternary Research 49，255～263，1998）

事先要制作出可深挖，又能排除外壁样的遮光取样筒和隔光塑料红一黑布三层样袋，准备一个弹簧秤。取样时，要把已完成详细沉积地质学研究的剖面柱清理干净，合理安排密度，选好位置，逐个采集、称重、登记。室内烘干后称重，可以计算出准确的含水量（质量分数）。同一条剖面应采集 2～3 套样品，每套样品都有一定错位，使 2、3 套样品标注后各有其序列，采样方法和过程同上。这样做的结果是增加了工作时间，加大了运输量，提高了一定的运输费用，但可保证有复核样，避免重复出野外，相应降低总的工作费用，有利于加密重复测定，提高分辨率。

22. 晚第四纪常见的化石有哪些？

答：晚第四纪事件地层序列里，常见的化石门类多，种属亦多。既有大个体化石，亦有微体古生物化石。主要门类有珊瑚（单体、群体都有）、腹足类（海生、陆生都有）、瓣腮类（海洋、湖泊均有）、有孔虫（底栖、浮游均可见及）、介形虫（海洋、淡水均有）、藻类、植物类的木化石、种子化石、孢子花粉、昆虫类、细菌类等。

23. 能用生物地层学方法划分晚第四纪地层吗？

答：晚第四纪地层中的化石不仅门类多、数量大，分布的也相当广，除了极个别有孔虫种在海洋序列中有一定的年代学意义外（例如红拟抱球虫的灭绝位大致在 12 万 a 左右），绝大多数化石都是现生种，时

代延续性长，没有定年意义，不能成为划分晚第四纪地层的依据。因此，生物地层学方法从确定时代和划分地层的意义上来说，对晚第四纪地层是无能为力的。

24. 为什么要重视晚第四纪地质研究？

答：晚第四纪是地球演化的最新阶段，也是人类从古人演化到智人的重要时期，在地表留下的各种产物最多，使人类能够比较容易地追溯它们的发生发展过程，而且可以结合现今的演化规律去预测今后的演化趋势。现今正在进行的某些作用，可以成为论古的试验场，由近而远的推导更加容易和可信。

25. 晚第四纪期间的气候期如何划分？

答：晚第四纪是地球演化历史中冷暖气候交替变化最频繁的时期，视划分精度不同，可分为简要划分和高分辨率划分两种。简要划分为三分法，即 128000～75000 a 之间为末次间冰期；75000～11000 a 为末次冰期；11000 a 以来为冰后期。高分辨率划分法是在深海氧同位素分期（MIS）的基础上进一步划分，将末次间冰期再分出 3 个暖阶，2 个冷阶，最新研究的一些末次间冰期沉积序列，其气候期还可以进一步划分，应有 6 个以上的暖阶和 5 个以上的冷阶。末次冰期期间 MIS 只分出 2 个冷阶和 1 个暖阶，实际上，冷暖气候期的高分辨率交替变化，可以达到 20 个以上的冷暖阶交替更叠变化。文献中常把最后一个冷阶再划分出盛亚冰阶，老仙女木亚冰阶，新仙女木亚冰阶等，而将 MIS1 称为冰后期，相当暖阶。实际上，每一个亚冰阶或亚间冰阶都可以进一步分出时限更短的甚至 10 a 级的冷暖旋回。因此，晚第四纪期间的气候期就是不同时限的冷期与暖期的旋回性交替变化，其变化幅度和时限是不恒定的，是在轨道周期内的小幅度变频周期，大致与太阳黑子周期的倍数相若。

26. 用作晚第四纪气候代用指标的沉积产物有哪些？

答：沉积产物的形成取决于气候-环境条件，不同气候条件下的产物明显不同。因此，从沉积产物追溯形成过程，使之成为判别一定气候的标志物，也是可行的。但是，在具体应用中，必须对产物的成因作出准确的判定，才能用作气候代用指标。例如，一般认为石灰岩是温暖气候条件下的产物，但是在晚第四纪期间形成的石灰岩，其成因却是多种多样，既有风成亦有风暴流所成，单就岩石类型来说，就不能用作气候的代用指标。再例如习惯上叫的红层，普遍认为是温暖气候，强氧化条件下形成的，实践中亦必须认真区分，因为红层的成因多种多样，大多数红层的色调是次生的，是由于二价铁氧化成三价铁才改变的颜色。如果是风化壳红层，可能既经历了冷期气候，也经历过暖期气候的复合变化，持续的时限长，不能指示气候期；原始风沙沉积，形成时是干冷气候的标志，一旦氧化成红层，也容易产生误解。只有那些洪泛红层，红粘土层才适用于判别为湿暖气候。晚第四纪沉积产物的气候代用指标，不宜从孤立的沉积物去指认，而应从沉积序列上去判别。例如在风成沉积序列中，凡风沙沉积层，无疑是干冷气候条件下的产物，而土壤层、洪泛层、铁锰壳层、碳质淤泥层、冲积层以及侵蚀间断面，都代表着一次湿暖阶段，它们的厚度越大，可进一步分层的特征越明显，则显示其时限越长。湖泊沉积序列中可从丰水、干涸、水深变化标志、侵蚀间断面等来判断冷暖期。湖泊序列中的侵蚀间断面，则代表枯水期，是干冷气候条件的标志。风暴沉积多发生在冷气候期，序列中的侵蚀间断面和土壤层、土壤化层就代表湿暖期。冲、洪积序列中的侵蚀间断面和铁质壳层就代表干冷阶段。由于相似地质现象可以在不同气候-环境条件下形成，所以在利用产物判别气候代用标志时，要特别注意环境的转换与气候条件的匹配关系。珊瑚礁是热带海域的特有产物，是很好的气候代用标志物。但是，不能把含有珊瑚块的沉积物都视为珊瑚礁，用以指示热带气候条件。名曰珊瑚礁，实为含珊瑚砾块的生物砾屑灰岩，在全球各个珊瑚礁区域都有比较广泛的分布，它们是珊瑚礁被侵蚀、破坏后再沉积的产物，其成因与原生珊瑚礁完全不同，一般都与原始气候条件相反，必须认真加以区分，作出正确判别。

27. 海岸类型是如何划分的？有什么特点？

答：海岸类型划分尚未取得十分一致的意见，因为不同划分者采用的分类标准不同。一般来说，可以根据构造位置、形成原因、自然地貌形态特征和组成物性质及其分布范围。由于海岸的概念比较含混，还没有达到统一的确切限定，所以在划分命名上，各抒己见。海岸，应当理解为靠海的陆地，是海岸带邻近

滨线的部位，其类型应以潮坪环境的组成物和地貌形态特征为基本命名方案，例如潮下、潮间是砂质物，而潮上带有基岩露头，则可命名为砂质-基岩海岸；潮间带有红树林，可命名为红树林海岸或红树林-基岩海岸等等，以此类推。至于大范围的海岸，可以按构造区域划分，例如板内海岸、板缘海岸、岛弧海岸等，以不同的级序去命名。

海岸是濒临海洋的地貌景观，形态多种多样，是大气圈、水圈、岩石圈的结合部位，能量转换迅速，不仅是历史时期的事件多发区，也是现今自然灾害的多发区。

28. 岛屿类型知多少？如何划分？

答：岛屿在形态上千姿百态，在规模上大小可以十分悬殊，在成因上各有不同。从全球范围内的岛屿来看，有四种不同的成因，最普遍的一种是由于海平面的不断升高，淹没了部分陆地，使一部分高过水面的陆区成为岛屿。第二种是由于海底火山喷发，堆积增高，分布在水面之上，成为岛屿。第三种是珊瑚礁区，由于礁体被破坏，将碎屑物堆积起来，高过海平面形成的岛屿。第四种是构造岛屿，像海南岛、台湾岛、东南亚许多岛屿，被构造碰撞、推覆而形成的岛屿，成岛之前，不在现今的位置。不同成因的岛屿，各有其自身的特点。大陆淹没型岛屿，多为群岛型，规模大小不一，其基底与大陆相连。火山岛则以火山岩为特征，且多为来自大洋岩浆的玄武岩，既可以出现火山机构，像火山喷口，也可以出现柱状节理群的景观，也有火山沉积型岛屿。构造型岛屿一般规模大，形态特征与大陆型岛屿相似，但均有特征性的构造带，与邻接大陆的构造属性明显不同。

29. 为什么海滩都在湾口内？

答：海滩是砂或砂砾堆积体，是由沿岸流携带不断积累而成。海湾是被新月形基岩所圈定的范围，或者说是两个岬角所限定的区域，岬角越长，湾口越大。在这种环境条件下，主要有两类沉积作用发生，一类是沿岸流，无论是从什么方向来的沿岸流，都会在岬角处强大，绕过岬角后，向内湾减速，发生沉积。另一类是在两个岬角之间，使湾口成为潮汐作用的进潮口，将沿岸流带来的物质，沿滨线形成沙体，砂源越丰，沙体厚度、范围越大。因此，优良的海水浴场，必然都位于这样的湾口内。

30. 什么是海滩岩？它是怎样形成的？

答：海滩岩是一种地理名称，是因在热带海域的海滩上常见到的一种砂质、砂砾质碳酸盐堆积体，已固结成岩，被称为海滩岩。此种堆积物是一种风暴作用后期的产物，分选性差，组分排列无定向，范围小，覆于海滩砂或其他地质体之上。但是，它的结构却是颗粒支撑，孔隙度高，充填于孔隙中的囚水，蒸发后很容易淀积出文石、高镁方解石、低镁方解石等，有的因多次囚水作用，可以出现 2～3 次胶结，有的为泥晶淀积，有的沿颗粒间隙形成晶簇状胶结，出现文石针丛，高镁方解石晶丛等。

海滩岩十分局限，在现代环境中分布极少，古代环境难以保存。

31. 海滩岩能在大范围内出现吗？可以叠置吗？

答：海滩岩不能在大范围内出现，以往之所以被报道出海滩岩田，高位海滩岩，是误将风成碳酸盐岩序列、风暴沉积序列误认为海滩岩造成的，野外实践中一定要特别注意环境标志。海滩环境是一个狭窄的相带，不可能大范围出现，更不可能保存在古相沉积中。中国海岸带关于海滩岩产出位置、分类、分期的种种报道，都是人为的主观误导，都是指鹿为马。而且在误导基础上进一步探讨地壳上升，海平面升降变化者就更加离谱，读者在阅读历史文献时，务必细心识别。有一点必须指出，这些误导文章中的成岩作用部分，描述的都符合事实，但在成岩环境的判别上应属大气环境，文石、高镁方解石胶结物是由于囚水是海水，低镁方解石胶结物来自淡水，部分因重结晶作用，也使原先的文石、高镁方解石胶结物，变成了低镁方解石。

真正的海滩沉积的邻接相序是潮上带和潮间带，如果没有潮上和潮间环境邻接的产物，孤立保存海滩环境产物的可能性很小，多期次保存更是不可能。所以，不可能有海滩岩叠置序列出现。

32. 沙坝—潟湖是怎样形成的？

答：沙坝—潟湖是一种海岸类型，也可成为一种特征性的沉积组合。它是由于岸外发育一条或多条沙

坝，而坝内又围成潟湖。实际上，没有沙坝也就不会出现潟湖，所以沙坝—潟湖体系，关键是沙坝的成因。沙坝不是到处都有，而是出现在特定的岸外，其形成要具备3个条件。其一是丰富的砂质物源，是由沿岸流携带积聚而成；其二是适宜的地形障蔽条件，使增厚的砂源顺障蔽伸延，成为沙坝的生长点；第三是垂直岸带强烈波浪作用，在逐渐变浅的底摩擦作用，改变水质点的运动速度，使之在水下筑起与波浪带垂直的弧形沙坝，并逐渐与障蔽沙坝合拢。因此，可以认为沙坝—潟湖体系应当是一种风暴事件的产物，既有纵向作用的砂源积聚，又有横向的风暴波浪筑坝作用。同时，还得有有利的地形配合，三者缺一不可。

关于沙坝的形成，有两种不同的见解，习惯认为是在砂质不断供给，沙坝逐渐加高的状态下形成的，也就是说是一种缓慢的均变作用形成的。而作者认为，砂源是原先长时间积聚的，也可能是一些风沙地，沙坝是一种风暴流快速突变作用形成的，风暴流退出后，沙坝得以保留，待海平面缓慢上升的过程中，逐渐流进坝后潟湖。这一点，可从坝体大型高角度交错层理与现今水体运动不相适应得到证明。此外，沙坝—潟湖体系，总是出现在原先风沙堆积物比较发育的区域。

33. 潮流沙脊是怎样形成的？

答：潮流沙脊也叫潮汐控制的线状沙脊，见于宽阔的陆架浅海，一般见于小于20 m的水深范围，其长度可达几十公里，宽数公里至几十公里，沙脊高达十余米到几十米。美国东部陆架浅海、北海，我国陆架海都有分布。我国海域研究最多的是海州湾中的潮流沙脊，其次是雷州半岛的雷州湾中亦有沙脊群出现，但始终未引起足够的重视，尚未见研究报道。

关于潮流沙脊的物源和成因有两种说法，一种认为是原先残留，沙脊只是被风暴作用和潮汐作用改造所致。另一种认为新搬运而来，直接由陆架流的方向与水道耦合—浅滩耦合体的原始走向相互平行的控制和会聚流的控制而成。

中国海域两个潮流沙脊分布区，在末次冰期时，都是风沙沉积区，不仅范围广，厚度大，风沙-土壤层沉积序列的旋回性强，每一期风沙作用，都能留下厚大的沙丘和丘间沉积，目前在邻近陆区，仍有风沙-土壤层旋回存在。因此，现今海底这些沙脊群实质上是末次冰期时形成的风沙-土壤层序列。原始新月形沙丘链，抛物线形沙丘链，纵向沙丘链被改造以后，出现平行线状，辐射状沙脊群，究竟哪些是被重新迁移聚集，哪些是原始产态，只从表面形态实在难以辨别，只有从其纵、横剖面上的沉积构造研究，才能作出准确判断。是原地风沙-土壤层序列残留，还是后来搬运、堆积而成，也只有在海底潜水研究后才能确定。因此，目前两种成因说法及其派生的其他认识，还只能是一些推论。

34. 海岸带范围的主要事件类型有哪些？

答：海岸带范围是一个未能统一的概念，有人把海岸等同于海岸带，美国则以水体的盐度划分海岸带。中国在海岸带调查时，将海岸带限定在从滨线往海延伸到15 m水深处，向陆延伸10 km，这样中国海岸带的范围就达到几十万平方公里。晚第四纪事件沉积类型在整个岸带上基本一致，主要有风成事件，其中包括风沙-土壤层序列型、风沙-淤泥层序列型，风沙-土壤层-洪泛层-铁锰壳层等复合序列型等；复合洪积扇型；冲-洪积-湖泊复合型；风暴序列型包括硅质碎屑型和碳酸盐沉积型以及两者的复合型；单一湖泊沉积序列型。晚第四纪每一种事件类型中的冷暖旋回总数目都超过了40个，平均每个冷暖旋回的时限达到千年级，与深海沉积序列的分辨率大致相若。因此，海岸带晚第四纪事件沉积序列值得给予更多的关注，加大研究力度，只要能突破一些主要事件的年代标定问题，就能解决晚第四纪气候-环境演化的陆—海对接问题。

35. 什么是火山事件？如何判别？

答：火山喷发活动，形成火山堆积体的过程，就是一次火山事件。地下岩浆，经过一定的通道，喷出地表的方式有两种：第一种是中心式喷发（Centrel eruption），第二种是裂隙式喷发（Fissure eruption）。中心式喷发是岩浆沿一个大致呈圆形的通道喷出，形成熔岩流，顺坡往下流动，像现今菲律宾和意大利、夏威夷等地的活火山。喷溢时爆发性强烈时，就会形成较多的火山碎屑物。裂隙式喷发是带状、长条状沿裂隙溢出，布满地面。火山事件产物多种多样，随着岩浆性质不同，可以出现基性度不同的熔岩；随着爆

发强度的不同，可以有火山碎屑岩；随着是陆地喷发或是海底喷发的不同，其同一种岩浆可以出现不同的岩性、色调和构造特征。例如海底喷发能够出现枕状构造，而陆地喷发就没有。同样，陆地喷发沉积中可以出现硅化木，而海底喷发就不会有硅化木出现，喷发沉积中出现的化石为海相有孔虫、放射虫或硅藻类。火山活动的旋回性亦表现出一个个间断面、风化壳或有其他沉积物夹层等。同类岩浆，不同时期喷发，其产态、岩性、构造变化等可以有很大的不同。研究火山堆积序列时，应先分出不同期次的火山事件，逐一加以研究，然后再系统总结其岩浆演化特征及其与区域地质构造的相关性。

36. 什么是湖泊事件？有哪些类型？

答：湖泊事件是指湖泊从生成—发育—兴盛—衰落—消亡过程中经历的气候-环境变化等所留下的记录。任何一个湖泊都有着若干次兴盛—衰亡的旋回性变化，也就是湖泊演化记录。不同演化阶段，其产物是不同的。同时，通过湖泊沉积序列的研究，寻求特征性的沉积夹层，能够判断湖泊的发育状况。例如，在湖泊序列中若找到河流沉积夹层，就可证明那个时期该湖泊是有河水流进湖中，成为主要的补给来源，湖中氧化程度高，营养盐多，可能也会发育有生物，找到化石的可能性大。缺少补给的时期，有可能出现缺氧的还原环境，生物窒息灭亡的现象可能出现。铁质壳或铁锰壳层的出现，标志着湖水干涸，湖面形成铁质絮凝胶，淀积在起伏不平的湖底，也就代表着一个湖泊发育阶段的终了。同时，这样的铁质层或铁锰质壳，也代表着一个间断面，气候转换为干冷时期。若其上再度出现湖泊沉积产物，那么另一个湖泊演化阶段就可以与前一个演化阶段进行各个方面的比较，总结出不同时间段的气候-环境演化规律。此外，湖泊沉积序列中可以出现木化石层，植物埋藏层，软体动物发育层，洪泛沉积层以及各种侵蚀-间断界面，每一种都代表着一次事件。

37. 晚第四纪期间的湖泊有什么特点？有无气候-环境意义？

答：中国海岸带晚第四纪湖泊有两种类型，其一是丰水期河流下游积水成湖，规模大，持续时间长，迄今仍为湖泊。第二类是由洪水泛滥，在低洼区形成的湖泊，规模小，变化大，均已变为陆地，只能从其沉积序列中追溯其湖泊发育演化历史。这类湖泊沉积记录多被埋藏地下，仅在局部见到其序列。这类湖泊有如下几个特点：①湖区范围小，洪泛活动使其在洼地积水成湖的特征极为明显，表现在沉积序列上底部往往有多期次的洪泛沉积，是成湖阶段的佐证；②湖泊发育演化旋回多，持续时间短，反映出气候-环境多变；③事件类型多，特征明显；④都埋藏有古木化石和植物化石，亦可见软体动物化石；⑤主要发育阶段在末次间冰期。这类湖泊沉积序列的基底明确，演化特征清晰可辨，气候-环境转换标志清晰，是判别晚更新世早期气候-环境转换的重要依据，也是陆—海衔接的重要依据。中国海岸带地表已知较完整的此类沉积序列当属浙江舟山群岛的普陀山的飞沙岙剖面和台湾林口的下福剖面。

38. 如何判别湖泊沉积？

答：湖泊沉积的直观判别，在很大程度上仰赖于经验和对各种环境标志的熟悉程度。例如，非常熟悉风成、洪泛、河流、风暴等等序列特征者，一见到湖泊沉积就会立刻识别出来，并很快找到湖泊沉积的依据。相反，初学者不了解各种环境的沉积学标志，就比较难以确定，需要在实践中慢慢积累。判断是否为湖泊沉积的沉积学标志主要是：

(1) 湖泊沉积序列中没有特定的沉积构造和模式化的基本相序，显然与那些已有模式的环境产物不同；

(2) 序列中常常夹有楔状河流沉积层和单一的洪泛层，代表着补给条件和补给丰度；

(3) 砂层均为水平层理，泥基支撑，常出现生物扰动构造；

(4) 泥岩中常有较多植物化石和木化石碎片，当有树桩出现时，特征就更加明显；

(5) 泥岩上下氧化铁质层或薄壳多见；

(6) 淡水软体动物化石的出现；

(7) 砂砾岩—砂岩—泥岩等顺倾斜方向的过渡；

(8) 平面弧状边界及其外粗内细的变化特征等；

(9) 年纹层是湖泊沉积序列中最为典型的沉积学标志，在湖盆中，年纹层细小而薄，快速沉积的湖盆中，年纹层厚大，而又是砂级，一般为二单元结构，夏半年泥多。有的则以生物含量和色调变化显示出来。

39. 怎样建立湖泊沉积序列？

答：野外先从总体或区域地质图件上区分出湖泊的大致范围，选择出有益于穿越的路线或剖面位置，采用自上而下或自下而上的概略观察，主要弄清：①基底是什么岩类？时代及与成湖的关系？②湖泊最底部沉积物是什么岩类？对判断湖泊成因极为有利；③自上而下或自下而上的岩性序列；④有多少可供判断的环境标志层，如湖泊兴盛期沉积等；⑤有多少侵蚀间断面，例如铁质壳层、铁锰壳层、氧化铁层等，代表着湖水一度干涸的标志物；⑥年纹层出现的部位，有多少个？⑦化石层位的确定，化石种类、数量；⑧其他特征层的位置；⑨生物扰动构造的出现位；在此基础上，再逐段进行沉积地质学观察研究，将特定层或界面标注出来，使之成为量测剖面时的标志物，对控制取样间隔和密度也十分有益。在确认没有失误时，再详细准确地测制剖面，认真观察记录每一个分层和产状。同时，必须实拍整条剖面的照片和一些特征性现象的特写。

40. 如何研究湖泊沉积序列？

答：湖泊沉积，特别是晚第四纪的湖泊沉积，范围小，序列清晰，气候-环境转换明确，是湖泊从成生到消亡期间古气候-古环境的监测器。

研究湖泊沉积序列的方法很多，首先要仔细地进行沉积地质学研究和事件地质学研究，有针对性地选择好研究方法和途径，取好样品，送作分析测定。

晚第四纪湖泊沉积序列中可以找到许多动植物化石，其产出层位可用作环境-气候判别的标志，但却不具备生物地层学意义。迄今为止，除了某些大型脊椎动物或哺乳动物有定时意义外，大量生物化石不具备定年意义。以硅质碎屑为主的沉积物，不能用氧稳定同位素方法。而陆相沉积序列，必须能与深海和格陵兰冰岩心序列准确对比，方能被国际学术界所认可。因此，首选方法就是有年代标定的磁性地层学方法，特别是磁化率曲线的对比效应。准确高分辨率的年代标定，是建立自身高分辨率事件地层学的基础，自然年代学序列也就应当成为主攻的目标。其他如灰度分析，粗碎屑物含量，地球化学参数，年纹层的测定与湖盆演化特征等，都是一些匹配性的内容。失去年代地层学的准确标定，永远建立不了典型的序列剖面，再完善的对比也只能在已有剖面后面爬行。但是，对于湖泊沉积学研究来说，年纹层与界面交替更叠序列的统计学研究，对短时限古气候记录十分有利。

41. 什么是洪泛沉积？有什么特点？

答：突然快速降水，饱含表层泥土、石块，并迅速顺沟谷或山坡流动并发生堆积的沉积产物，就是洪泛沉积。以往多被发现在山区沟谷口门外的洪积扇，近年来在海岸带屡有发现，在汕头达壕半岛的末端，一个长宽不及 500 m 的山高洼地里，发育了一个复合洪积扇，在燕山期花岗岩侵蚀面之上，共有 23 个扇层，形态十分完整。台湾北部海岸的石门洞，是一个被侵蚀破坏的复合洪积扇，扇顶位于嵩山，扇径达 10 多公里，迄今还残留有数十个扇层。现代山地灾害中常见的泥石流，实际上就是洪泛沉积，只是由于限定在沟谷，扇形不明显，一旦堆积在开阔地，扇形特征同样清晰。成都至九寨沟途中，类似复合扇体、崖堆甚多，一次次活动的分隔面，清晰可辨，准确的年代标定，将有助于泥石流活动期的界定。

洪泛沉积分选差，砾石无定向性，表现为杂乱无章的分布，泥基支撑，常在顶部出现片流。每个洪泛层的粒度变化总是下粗上细，一般没有沉积构造，只有在片流出现时，才会有板状交错层理构造出现。不同洪泛层之间，为波状不规则侵蚀面接触。间隔时间长的下伏层，可以出现成土化现象，甚至可以成为土壤化层，可以夹有化石碎片。海岸带洪泛沉积既有近源，亦有远源，砾石圆度可以很高。

42. 怎样建立洪泛沉积序列？

答：建立洪泛沉积序列亦必须先进行宏观整体观察，确定出洪泛体整体范围、形态、顶、底的位置，特别是基底岩层或岩体的性质，原始地形、地貌状况，然后再观察研究逐个洪泛层的厚度，垂向和横向的变化，丈量最大砾石和主要砾石的特征，内部构造及其变化，流向及分析流体特征等。待每一个扇层都确

认后，选择一个扇层最全，厚度最大的部位，测制垂向剖面，进行详细的沉积地质学和事件地质学研究，采集各类样品。值得注意的是，对每个扇层取样时，要避开砾石，均用基质成分进行各种参数的分析测定。砾石分布，宏观特征可以通过连续的图版或灰度分析予以确定。选择基质应使之贯通整个扇层。

43. 怎样研究洪泛沉积序列？

答：洪泛沉积序列的研究内容与湖泊沉积序列大同小异，只不过序列特征不同，取样方法更加复杂和困难，观察量度的内容有些差异。例如每个扇层的坡度，扇体轴向，每个扇层的顶、中部，扇缘的变化，物源性质及其变化，各个扇层的能量变化，单位面积内砾石的大小、分布状况，砾径总长度与面积之比，最大砾径与最小砾径之比，砾石长轴方向与扇面的关系，与坡面间的夹角等。必须在柱状剖面图上准确标定每个扇层的顶底界面位置，界面上下的样品要密集，而且要有跨越界面的样品。

44. 什么是风成沉积？

答：凡是由风力作用搬运而堆积下来的沉积产物，就是风成沉积。依其沉积物的粒度和沉积构造特征不同，可分为两大类：一类是粘土级颗粒为主的沉积，一般不显沉积构造，被称为风尘沉积，与西部黄土沉积相类似；另一类是砂级颗粒，以细砂为主，一般能分出沙丘和丘间两个不同的亚环境，其沉积构造亦有明显的不同，称为风沙沉积。两者泛称为风成沉积。尤其是后一类沉积，在海岸带非常多见。

45. 海岸带不是沙漠区却为什么常分布有风沙沉积？

答：沙漠区是风沙活动的集中区，非沙漠区，只要条件具备，亦可出现风沙活动。现今海岸带，是全国地形最低洼的地区，最后一次冰期时，海洋的滨线位于现今滨线以东几十至数百公里，现今的内陆架，是当时的大平原。在冰期干冷的气候阶段，表层砂粒，随着优势的东北季风，被起动、搬运形成一股股的风沙流，堆积成一片片的沙地。现今海岸带范围内，有许多风沙沉积剖面，就是那时气候-环境条件下的产物，是局部沙漠化的表现。

46. 怎样建立风沙沉积序列？

答：任何一个区域的风沙沉积，都不是从上而下千篇一律的风沙，风成沙丘也不是一个一个的相互叠置体。风沙沉积并非是无序的，而是有序的，是从沙丘到丘间渐变而成的。每一次风沙活动只能产生一个沙丘和一个丘间。风沙流活动是间歇性的，并非是无止境的吹扬。认识这一点非常重要，因为末次冰期并非是单一的寒冷期，它总是一段寒冷，一段相对湿暖，冰期时的降雨量偏低，但不等于说没有降雨，相对湿暖阶段也会降许多雨，植被同样发育。因此，在建立风沙沉积序列时，必须认真、细致地观察沙山每一处的色调、沉积构造，最好把外表滑落的坡积物铲掉，使之露出原始沉积剖面，这时就会发现风沙沉积序列中有不同色调的层和不同的沉积构造。实践表明，凡是色调深的层，总是比色调浅的层要固结，粘土级成分要多，氧化铁质物要更富集些，这是因为原先形成的风沙沉积层，受成土化作用影响，改变了结构，也分解和氧化了一部分组成物。成土化作用越强，则土壤化程度越高，还可以出团粒状构造和淀积层，沉积层发生板结而变硬，突兀出来分隔风沙层更为清晰。任何一地的风沙沉积，都是风沙层与土壤化层相互交替更叠的序列，无论这种土壤化层怎样薄，都要把它分出来。即便没有发生成土化作用，那么两个风沙沉积层之间也不会是连续的，而是有一个侵蚀间断面分隔开，上下产状是不和谐的，有一定的交切角度。只有细心认真地找出这些土壤层或界面，才能建立起完整有序的沉积序列。有些风沙层之间不是土壤层而是碳质或有机质淤泥层，厚度从 1～2 cm 到几十厘米不等，其意义和作用是一样的。

47. 为什么风沙沉积序列中有土壤层？

答：自然界三大环境总是在互相转换着，控制这种转换的主导因素就是气候条件。晚第四纪期间气候呈现出一段时间的干冷，又有一定时间的湿暖，而且这种转换的时限并不恒定，是一种变频周期。因此，当干冷期形成风沙沉积层以后，随着气候转为湿暖，环境也就从沉积转换为平衡期，使已沉积的风沙并未遭受侵蚀而留在原地。大气降水使原先松动的沉积物下陷，从上往下改变结构，也可以滋生草本植物，日积月累，成土化作用越来越强烈，就会使其与原先的母质层有很大的区别。当另一次干冷期到来，接受新的风沙沉积时，平衡环境又转换成沉积环境，土壤层很自然地成为分隔两个风沙沉积层的产物。

48. 为什么风沙沉积序列中有洪泛层?

答：当干冷期风沙沉积之后，湿暖期时大气降水增多，如果转换为冲刷，则进入侵蚀环境形成侵蚀面，转入平衡环境后就可形成土壤层。这些饱含雨水的砂土和石块，进入一种新的沉积环境，在风沙层上堆积下来，并被其后的风沙沉积掩埋，保存下来，就成为洪泛夹层，也是代表着湿暖期的产物。

49. 为什么风沙沉积序列中有湖泊沉积?

答：道理与上述土壤层、侵蚀面、洪泛层的成因一样。没有持续不断，一成不变的气候，也不会有单一的风沙沉积，即便进入塔克拉玛干大沙漠区，随意铲开任何一个剖面，都会发现有不同的风沙沉积层，被土壤层或其他标志物或界面所隔开，这也是研究风沙沉积序列所必须要做的事。不能把外表滑落覆盖的高大沙丘，当成一次性的产物，或者认为是持续性风沙作用的结果。而应当顺着盛行风方向剖开沙丘，观察其内部构造和分层、分期特征，也只有这样，才能正确判断沙丘类型和序列特征。必须明确，风沙沉积是有特定序列的。否则，会把有序的沉积，进行无序的研究，以致造成混乱。一次风沙沉积可只累积到丛草沙堆或加积到沙丘阶段的终了，也可以最终完成丘间沉积阶段。无论风沙堆积到什么阶段，当风力停滞以后，大量降水，积水成湖，就会在湖中沉积富含有机质的泥，如维持时间短，亦可在湖底形成铁的絮凝胶沉淀，形成铁质壳层。总而言之，两个风沙沉积层之间，总有一个湿暖阶段的产物，或者是代表这个气候阶段的侵蚀间断面。

50. 风沙沉积的典型沉积构造有哪些?

答：风成沉积的研究，曾经是最先用作将今论古的比较研究，然而由于未能掌握其特定的沉积特征而放弃，以至于一些著名的沉积学家像 R. G. Welker 和 G. V. Middleton (1981) 都认为“在风成系统中似乎没有沉积构造的特定序列，也没有稳定的侧向变化。”实际上风成沉积既有典型的沉积构造，也有特定的沉积序列。作者等从 80 年代初期在西沙石岛首次建立风成沉积序列以来，迄今已经在整个大陆岸带，台湾环岛海岸带和长江中下游沿岸等建立起 16 个剖面序列，也完善了风沙沉积的相模式。

在风成环境中，随着风沙流强度，物源和持续时限的变化，能够从低矮沙堆到不同类型沙丘再到上覆丘间的演化过程，是一种从无沉积构造到高角度前积交错层理，到低角度顺风上爬型交错层理的沉积过程，显示出交错层理类型多种多样，既有板状交错层理，亦有槽状、上凸形、披盖形、金字塔形（塞夫）交错层理。不同沙丘类型拥有不同的交错层理类型。例如大型板状交错层理出现在新月形、抛物线形沙丘中；上凸型交错层理见于穹形沙丘；披盖形交错层理只见于横向沙丘；金字塔形（塞夫）交错层理只出现在纵向沙丘中。丛草沙堆型沙丘不显层理。

51. 为什么要研究三级序次界面?

答：风成沉积中受环境转换和风沙流持续性强弱的影响，在界面变化上有一些特定的界定。一级界面是风沙沉积自生旋回顶底的限定。任何一次风沙沉积形成前，必然转换为侵蚀环境，形成侵蚀面。风沙沉积形成以后，或转入平衡环境，或转入侵蚀或其他沉积环境。上下限定风沙沉积的这两个界面，被称为一级界面，它可以是单一的侵蚀间断面，也可以是土壤层，碳质或有机质淤泥层，也可以是洪泛层或湖泊沉积层。任何一种事件沉积序列的顶底，都会有这种界面限定。为什么要在风沙沉积序列里加以强调，其目的是配合另外一种界面，使之不被孤立地说明而加以配套。这种界面就是沙丘和丘间之间的界面，被称为第二级界面。它是一个非常典型而又极为特定的界面，因为只有沙丘堆积到一定的高度，才会有继之而来的丘间沉积，也只有丘间沉积的覆盖，才能产生出二级界面，使风沙沉积的自生旋回得到完善。当沙丘达到一定高度，丘坡超过休止角，不能使沙丘加高，而源源不断的风沙流仍在不断堆积，使沙丘间顺盛行风方向加积，交错层理的倾角极为平缓，而且顺盛行风向上爬，从而在丘间与沙丘之间出现一个锯齿形顺风上爬的界面，界面以上是低角度交错层理，远观似水平状，而下伏沙丘则是高角度前积层理，很不和谐，酷似一个不整合面，这是风成沉积中所特有的界面，也是一个基本相素，非常特征。第三种界面就是层系界面，各种沉积序列中都有，并无实际意义，也是为了说明这个二级界面而有意划分出来，使之配套成为风成沉积中的 3 个不同级序的界面。实际应用中，可以不涉及一、三级界面，而只谈丘间与沙丘之间的界

面。

52. 风成沉积中的伴生物有哪些？

答：风成沉积序列中的伴生物，既有原生的，亦有准同生的，还有次生的，种类很多，但很难在一个组合序列里全部见到。

原生伴生物有波痕构造，是风沙流活动尾声的标志，波痕指数大是其特点，因为风成波痕的波谷低、波长大。准同生的有变形构造，蜗牛化石、根化石、灰质壳等；次生的有生物扰动构造，生物足印、爬行迹等。

风成沉积序列中的伴生物，最值得重视的是蜗牛化石和根化石，它们对古气候判别意义大，特别是从根化石的特征、石化程度，对古气候、古环境的判别更有意义。根化石有时只是一种根管石（Rhizoliths）海外有人称为根形石（Rhizomornh），根结核（Rhizoconcretion），根形结核（Root-shaped concretion）。根管石一般都有一端粗（上粗）一端细（下细），直径从几厘米到几毫米不等，长度一般几十厘米，最长可达 2 m。根化石由内向外可分三层，内层为石化维管束带，富含有机质而显棕褐色，中层为低镁方解石淀晶带和含有砂层的淀积外壳层。一般所说根管石，都是缺少石化原始植物根系者，而保留有石化植物根系者称为根化石。

53. 海岸带的风沙沉积有几种类型？都有什么特点？

答：海岸带是风沙沉积分布最为广泛的区域之一，在南北半球的热带区域多为碳酸盐型风沙沉积，在岩石类型上为砂屑灰岩，以各种生物骨骼砂为特征。中国海岸带上的碳酸盐型风沙沉积都位于北纬 26°以南，以西沙石岛的沉积特征最为典型，不仅基底明确，沙丘类型保存的多而完整，典型的沉积构造保存的既系统又完整，各种伴生物均有所见，化石土壤层厚度大、分层好。

中、高纬度带的风沙沉积主要为老红砂型和少量的石英砂型。老红砂型风沙沉积往往见不到典型的沉积构造，沙丘类型亦较少见，伴生物只偶尔见到，风沙层与土壤化层交互更叠的特征则很明显，亦常夹有洪泛层和湖泊沉积层。石英砂型的沉积序列，与上述二类最大的差别是在风沙沉积层之间不是土壤层，而是碳质或有机质淤泥层，即便厚度薄，亦不改变这一特征。

三种类型的风沙沉积序列，都有一个共同的演化特征，就是代表干冷气候条件下的风沙沉积层，总是转换为湿暖气候条件下的沉积层，或为土壤层，或为化石土壤层，或为洪泛层，或为湖泊沉积层，或为碳质有机质淤泥层或为侵蚀间断面。事件的多发、频变，提高了可比性。

54. 怎样研究风沙沉积序列？

答：风沙沉积序列的研究如同其他沉积序列，必须首先进行总体的由上而下或由下而上的宏观观察，认定基底，找出底界面，然后逐个标定风沙沉积层，确定其盛行风方向，沉积构造演化特征，自生旋回的完善程度，一级界面的产物，各个风沙沉积层之间的产物性质，特征、环境标志、产态、化石分布等。在完成仔细、准确的沉积地质学和事件地质学研究以后，全面系统的拍照、取样。由于风沙沉积序列均为砂质，古地磁取样比较方便，可以在磁性地层学样品测定后，进行物相和地球化学分析测定。风沙沉积序列的年代标定容易，而要做出高分辨率的匹配时序比较困难，各种年代方法都有相当的误差，尚待进一步探索。

多元素地球化学变化和比值变化与磁性地层学的匹配比较适用，碳酸盐型剖面序列可以采用全岩碳、氧稳定同位素测定，已初步获得成功。与深海同时代剖面对比效果良佳，一旦得到高分辨率年代学的支撑，就有可能被确认。

55. 怎样判断盛行风方向？

答：风成沉积的一大特点是形成于风沙流作用，每一次风沙流的运动方向是恒定的。因此，只要把各个期次风沙沉积的盛行风向标定出来，就可以探讨季风风向的变换状况。

风成沉积的盛行风向，有多种判断方法，最为可靠的是依据沙丘类型。纵向沙丘的延长方向也就是轴向与盛行风向一致。新月形沙丘和抛物线形沙丘的突出位和凹进位，均与盛行风方向垂直。横向沙丘与盛

行风向垂直，一旦找到这些部位，盛行风方向就不难标定。在没有沙丘类型的情况下，也可从前积层理的倾向、二级界面上爬方向判断出盛行风方向，但可靠性远不如沙丘类型。波纹层的风向不代表盛行风方向，因为它们都是在主导风沙流结束以后，由分支微风所形成，往往与盛行风方向有较大的交角。

56. 河流沉积有几种类型？怎样判别？

答：河流沉积是野外最常见者之一，既有现代的，又有古相的。河流沉积的特征取决于河流的几何特征，流程、坡降和流量、流速等。现代河流依其平面形态可分为网状、蛇曲状和平直状三类。网状河表现出分支多、迁移快、河床不固定。心滩的上端陡，下端缓，向下游动时，前缘形成前积层，一般由河道较粗的底质沉积开始生长，而后加积细粒物质，并不断增高，直至露出水面。其每一旋回的完整序列为最底部河床粗粒沉积，具大型交错层理，往上粒度变细，发育叠瓦状波状层理和小型交错层理，再往上为更细的粉砂、泥。地层剖面中大多为河床砾及大型交错层理的砂体的叠置。现代河流的天然堤，在古代沉积中是见不到的，它总是处在侵蚀环境，保存不下来。蛇曲河是由河床滞留沉积开始，然后是边滩沉积，这也是蛇曲河最典型的沉积物，是由于河床侧向迁移作用造成的，具有板状（或称楔状）交错层理、槽状交错层理、平行层理等。现代蛇曲河流的河床、边滩、沙坝、天然堤、河漫滩等都可以见到，在古河流沉积序列中只能见到河床沉积和边滩沉积。平直河流相当于网状、蛇曲河的某一段，完全独立存在的平直河流极为罕见，几乎没有实例。因此，在古相沉积中，也难以保存。

57. 怎样判断水流方向？

答：现代流水沉积中，流态特征一目了然，而在古流水沉积中，需要判别古水流方向，分析物源来自何处。

判断水流方向离不开特征性的沉积构造和沉积特征。交错层理是流水沉积中最多见的沉积构造，用以判断水流方向既简便又迅速。大多数交错层理都是平向水流形成的，所以只有一个优势方位。槽状交错层理，只要测其槽轴的倾斜方向即为水流流向。海相沉积中的交错层理，不像河流那样有稳定的古斜坡，所以方位变化较大，需要大范围，整体观察，方可准确判定。波痕构造也是常常用作判别水流方向的沉积构造。直线形、波曲形的波痕，其水流流向总是从较粗粒部分流向细粒部分，其延长方向垂直水流方向。不对称波痕的流向总是向流面缓，背流面陡，此外，还可以根据一些流痕、印模、颗粒定向性等判断水流方向。例如砾石排列方位在剖面上其长轴与水流前进方向为锐角关系。

58. 冲积物与洪积物如何区别？

答：冲积物与洪积物在教科书和专著中都是未严格定义的词，也是不常用的词。冲积物一般都以冲积扇来说明，认为是一种特殊的陆地环境产物。是由于河流出山口后形成的扇状沉积。洪积物同样也是以洪积扇来说明，是洪水出干谷口以后的扇形沉积，似乎与冲积扇相似。实际上，两者无论作用性质、特征都有所不同，应加以明确区分。首先必须明确，两者都是事件沉积，冲积物是河流泛滥的特殊沉积体，是从山间河道冲出出口呈扇形展开所致。洪积物为无河流的区域，由于降雨汇水，间歇性沉积而成。两者的区别是，冲积物有分选，粒度细小，永远不会出现洪积物中常见的大砾石，沉积构造常见。洪积物无分选，圆度低，无沉积构造，砾石大小相差悬殊。弱水流缓坡洪积物可以出现片流沉积、筛状沉积。洪积物与现代泥石流类似，沉积物都是泥基支撑，有人将泥石流视为高密度重力流，是一种误解，仍应归于牵引流。

59. 怎样判别风暴沉积？

答：风暴沉积是近几十年来才被识别出来，首先是从古生代介壳岩发现的。作者在中国海岸带上发现了大量晚第四纪风暴沉积，不仅类型多，特征明显，而且是古气候-古环境判别的重要标志之一。中国沿岸及陆架区以往所谓的晚更新世海侵层以及台湾南岸的晚更新世隆起珊瑚礁，都是一些风暴沉积产物，拥有典型的风暴沉积序列，旋回性强。风暴沉积从底侵蚀面往上为具有粒序性的递变粒序层，颗粒组分主要是砾石级成分，大到粒径超过 1 m，小到细砾，但在岩石或沉积物结构上却永远是颗粒支撑。风暴粒序层的上部逐渐失去粒序性特征，颗粒组分消失，为不具沉积构造的块状层，是重力作用衰减后的产物，因缺少足够大的颗粒组分而模糊了粒序性，但颗粒支撑的特点并未改变。如果野外发现近似的粗碎屑沉积物，

其结构是泥基支撑，那么这种沉积物或岩石就不可能是风暴沉积。此外，还有一种风暴期末或衰减期的沉积，已从重力流往牵引流转换，水体明显变浅，流体方向时有改变，底摩擦力加大，形成一些楔状交错层理的层系组，每个层系组的底部或者靠近下部的层系组，常常还可以找到粒序层特征。若干层系组在总体上又可形成上粗下细的新月形砾坝或砂砾坝，弧顶是迎流面，弯口似潟湖，是背流面，完整的坝体上陡下缓。连续形成的坝体相互重叠变为复合坝，侵蚀后形似长堤。我国广东海山镇，海南岛东岸的五龙港、鹦歌海、西沙群岛的七连屿、东岛，台湾恒春半岛沿岸，澳大利亚西海岸，尤以沙克湾的砾堤最为典型，当地用以开发的手段和用途都与我国相似。每一个风暴沉积层系组的底部，都是侵蚀间断面，是风暴作用初始阶段留下的，多呈波状弯曲，局部出现三角形、方形，舒缓波状凹槽，沉积物充填后，就成为印模构造，被称为渠模（底部长方形）、沟模（底尖、整体三角形）、袋模（底部半圆形）等。风暴沉积序列中的第三个特点就是在层系组之间，出现上凸或下凹的披盖状交错层理，也就是 Dott 命名的丘状交错层理，是风暴沉积序列所特有的，从而也是重要的判别标志之一。此外，风暴沉积序列的上部可以出现大波痕，而且拥有大波痕的沉积物的粒度显著变细，是水体能量趋向正常的标志。

60. 怎样建立和研究风暴沉积序列？

答：依据上述三大特征，确定出风暴成因的沉积序列之后，还要逐段研究剖面。在前第四纪地层中，风暴沉积序列的厚度薄，连续出现的旋回数不像晚第四纪期间保存的这么多，必须把它剔出来单独观察研究，确切地分出顶底，每个旋回的特征和序列变化，然后再把其上下的序列成因和特征搞清楚。如果剖面序列上风暴沉积呈现时有时无的特点，那就更应当把每一段风暴沉积和风暴沉积段之间的非风暴沉积搞清楚，弄清楚非风暴沉积的生成环境，与风暴作用的相关性。回到室内后要进一步查阅当地文献，以了解前人是否对风暴沉积作过报道，研究到何种程度？据此可以决定进一步工作的程度和报道的深度和广度。对于晚第四纪风暴沉积序列，大多都比较集中，除了其间曾经停顿而发生土壤化作用外，都是一种多旋回式的风暴沉积，可从上而下或从下而上先明确基底性质、时代后，再一个一个旋回地量测底界面特征，旋回厚度，有多少层系，每个层系的结构组合特征，沉积构造的特征及其变化，组成物特征等一一详加记录，然后再把不同旋回之间的界面仔细认真地比较，记录出那些共性的特点，还有什么特殊的变化，在什么部位等。

61. 怎样研究风暴沉积序列？

答：整个序列记录完了以后，就要全面衡量取样位置、密度、样品种类等。对于碳酸盐型剖面序列，可通过磁性参数、碳、氧稳定同位素；地球化学中的 Ca、Ma、Sr 及其比值和年代学方法进行系统研究对比。硅质碎屑沉积序列只能用磁参数；地球化学中的 MgO/Al_2O_3 比值，铁锰等参数和热释光；ESR 等年代学方法进行研究。取样密度不宜用等距离方法，而应以层系的结构特点控制。如二单元结构的层系，每个细层至多是上中下 3 个样品，过密不经济，过稀难以了解每个层系的特点，等距离采集会造成跨越层系和界面，使研究目的不明确，不宜采用。

室内显微镜下的物相分析是补充野外宏观观察的重要手段，不必将整个序列都做，但也不能零星进行，可选择几个有代表性的旋回，系统磨制出薄片进行鉴定和统计。这些工作一定要亲自去做，才能更好地提高野外观察和分析能力。即便是初学，亦应坚持下去，做到宏观与微观的结合。所有结果出来以后，进行整体序列的系统分析比较。查明各种参数高低变化的原因，主要事件的位置，与已知序列的比较有哪些异同，年代数据是否合理？是否需要利用预备样补做测年。确认研究结果无误后，再开始撰写相关论文，按照其价值和影响力，分送不同的海内外刊物。

62. 风暴沉积的类型如何划分？

答：关于风暴沉积类型的划分有两种含义，其一是整体类型划分，只有进行大区域调查研究或有众多类型积累的情况下，才能涉及类型的标定与划分。例如，依其组成物可以分为碳酸盐型，硅质碎屑岩型和两者的复合类型；按其颗粒组分的大小可以分为巨砾型、大砾型、中砾型、砂砾型等；依其序列的完整程度可分为完整型、不完整型；按其出现的部位可分为水下和陆上两类；按照物源状况可分近源与远源型；

按照能量高低可以分为高峰型、衰减型和风暴期后型等。

对于某一个地点上的风暴沉积类型的研究与划分，主要是按照粒序性的完整程度，底界面特征，层系组的厚度，层系的结构特点等的内容进行划分对比。

63. 为什么^{14}C方法不能用作风暴沉积物的测年？

答：^{14}C测年方法，是晚第四纪沉积特别是含碳质材料的常用方法，既有大样品量的常规^{14}C方法，也有微量样品的加速器质谱仪^{14}C方法。从方法学本身来看，虽有许多不完善的地方，但对于原地埋藏，未被扰动的样品，进行相关的校正，能够比较准确地判定年代，像考古样品。但是，对于开放系统，常常变换位置和经过多次搬运变动过的样品，使用^{14}C方法就很难得出准确的结果，即便校正也无济于事。当前，学术界对晚第四纪古气候、古环境、古海平面变化等提出的许多结论性意见，其主要依据都是从这一类^{14}C年代数据得出的，实在令人担扰。这里之所以说风暴沉积物不能使用^{14}C测年方法进行说明，目的也在于引起读者对该问题的重视。众所周知，^{14}C测年的原理是依据放射性^{14}C以（5730±40）a的半衰期发生衰变，测出样品中的^{14}C去与$\Delta ^{14}C$的比值就可以算出样品的年龄。如果外界条件的^{14}C总量不变，测出的被埋藏的动植物体的^{14}C确定年代就很准确，也无需去校对。但是外界影响^{14}C总量的因素很多，动植物体被埋藏以后也会与地下水或其他物质发生交换，只不过将其交换率视为很低，稍加校正就可使用。但是，对于那些多次埋藏、多次扰动的样品，其测年结果是难以校正的，因为扰动次数、交换量都是未知数，所以这种样品的^{14}C年代是不可靠的。风暴沉积物都是多次被波浪搬运，这些生物体中的碳既与大气的碳发生过交换，也与海水中的碳发生过交换，甚至还可能与淡水中的碳发生过交换。每次交换量又是不恒定的，其^{14}C年代无法校正，年代值也不能令人相信。过去利用拖网样品测定年龄进行古岸线标定的作法亦不可取。

64. 风暴沉积与浊流沉积有什么区别？

答：浊流沉积是50年代初期提出的，也是沉积学发展的里程碑，鲍玛序列的被确认，改变了复理石浅水震荡成因的传统观念，也是块体重力搬运使碎屑再沉积到深海环境的原因。浊流沉积的完整序列是从底侵蚀面往上，依次是粒序层（A）、下水平层（B）、波纹层（C）、上水平层（D）和软泥层（E）。随着浊流性质、部位和保存状况的不同，一般都难以保存这种完整序列，可以单独出现A层，也可出现AB、BC、DE等。

风暴沉积也是重力流作用，但是风暴作用是从较深的水体往浅水搬运，甚至是从海洋到陆地沉积，与浊流恰恰相反.风暴沉积从底侵蚀面往上的粒序层与浊流沉积的A层有3点不同。一是颗粒组分不像浊流沉积的A层分选的那么好，粒度相差悬殊。全球已知浊流沉积序列中尚未见到有风暴沉积中那么大的砾石；二是A层泥基少，风暴沉积的粒序层中泥基成分多；三是A层从底到顶都有粒序，而风暴沉积的粒序层上部都有块状层。从总体比较，风暴沉积相序与浊流的鲍玛序列不同，没有上下水平层，波纹层的特征也明显不同，浊流沉积是顺坡移动，在层中出现的波纹构造，而风暴沉积则都是由大型交错层理系组合而成的，浅水强底摩擦作用结果明显。

此外，从组成物上看，风暴沉积产物都是被强烈磨蚀的次生产物，而浊流沉积中却很少有磨蚀现象，大多数物源都是来自水体自身，纵向浊流沉积更加单纯。

65. 红层是事件沉积吗？有几种？

答：红层是典型的事件沉积之一，无论其时代如何，都是事件的表现。同属一种岩类的红层，其成因可以不同。例如砂岩红层或砂质红层沉积物，可以是风成，也可以由湖成，也可以是河流成因。它之所以成为红层，应都是后生变化所致，换句话说，经历了某种事件作用。

海岸带晚第四纪红层到处可见，既不受现代气候带限制，又有多种不同的成因特点。特别有意义的一个事实是，同一种成因的红层，可以出现在南北各个地方，例如风沙红层就是如此。这种不受现今气候带控制的红层一则可以说明时代早于全新世，二则说明南北古气候曾经相差无几，不是像现在这样四季分明，气候带也不是像如今这样作纬向分带。

中国海岸带上的红层可分为7种成因类型，其中玄武岩风化后形成的红土化层，时代虽然有老有新，但可能都早于晚第四纪。在大陆岸带的燕山期花岗岩侵蚀凹斗中，常可见到有风化壳红层，它是由于风化破碎，部分矿物分解而形成的一种没有分选，块体棱角状明显的残留物，常有一定的分带性，从顶部的土壤化层到底部的碎块层，均为泥基支撑。风化壳的气候-环境标志性不可靠，因为岩石可以因冰冻而碎裂，也可以因湿暖而风化，风化壳持续的时限难以判断，可能曾经经历过数个干冷与湿暖阶段。应该成为复合事件的产物。台湾岸带上没有见到风化壳，而大陆岸带上又都见于花岗岩侵蚀顶面上，很可能是燕山期花岗岩的专属产物。老红砂型红层是风成沉积序列的特征，南北岸带、台湾海岸带都有分布，是沉积物中两价铁氧化为三价铁造成的红色。洪泛沉积拥有红色色调层的分布也非常广泛，几乎在有此类沉积的地方都可见到，也是氧化作用的结果。晚第四纪湖泊沉积序列中常夹有一些红色层，与其他成因的红层有着明显的差别，即水平层理发育，色调偏褐红。第六类是冲积物和间歇性河流作用形成的垛体，虽然可以归于洪水泛滥沉积中，但因其与洪泛层有明显的差别，例如都有河床，以冲积垛体形态叠置，粒度都比较细，成土化作用明显，亦常有根管石伴生，与顺坡快速堆积的红色洪泛层明显不同。第七类是风暴沉积物亦可形成红层，或者是一些多成因复合体的红层。海岸带没有见到第三纪内陆盆地型厚大的红层。

66. 怎样识别海蚀与非海蚀？

答：海蚀与非海蚀现象都是地貌形态的内容，但是正确判断出海蚀和非海蚀现象，对古海水进退和古环境的判别十分有益。同一个现象，不同的研究者，会作出不同的解释，甚至会成为难以作出公断的争论，原因就是缺乏统一的判别依据。实际上，有许多现象只要认真地从地质学基本原理去想一想，不要限定在主观意识和情感中，就会很自然地得出共识。例如在岸边见到高过现今最大高潮线的洞穴，首先要看洞穴的形态，是孤立的还是在一个等高线范围内成群的出现。洞口与洞穴的直径是什么样的比例关系，洞内壁是否光滑，有无凿痕？洞在什么岩性的地层中，与岩层产状是什么关系，这种岩层沿滨线的岸带是否都有分布？洞下有无壁龛类遗迹？等等。现代海蚀作用证明，凡是海蚀洞，都是外口小，内洞大，水平刻蚀与垂直刻蚀的比例是2∶1或3∶1，内壁不平整，洞底与洞顶都有长条形回浪刻蚀脊，即便是在刚性很强的花岗岩体中，海蚀洞也总与海蚀壁龛相匹配。同时，没有任何岸带，海蚀现象是孤立的。对于那些洞口与洞体直径相仿，深度小且内壁光滑的洞穴，无论其出现的海拔高度如何，呈个体还是群体，都可断定不是海蚀洞穴，它们属于风蚀洞的可能性很大，可以对照当地优势风向与洞口的相关性，十之八九会是洞口迎着优势风向。关于柱体道理也是一样，如果稳定性海平面作用期，能够在一个地方侵蚀出柱状海蚀物，那么周围海岸带的海蚀现象是应当孤立出现，还是普遍出现？！毫无疑问，若是历史时期曾经发生过高海平面的强烈侵蚀作用，形成了海蚀柱，那么其他海蚀现象应当比比皆是，而且在相应的低洼区域还应当留下可以与之匹配的沉积记录。如果只是局部或孤立的柱体或景观，请务必从产状、节理、断层和风化作用间的相互匹配去观察。辽东半岛西海岸的鲅鱼圈、仙人岛、将军石、西中岛、青岛崂山沿岸，广东沿岸，南海诸岛海岸和台湾海岸带都曾经被描述出若干高过现今海平面的洞、柱、台、阶地等等。作者实地调查研究了大陆 18000 km 的岸带，海南岛环岛 1500 km 的岸带，西沙群岛所有岛屿的岸带，台湾环岛 1140 km 的岸带，澳大利亚西海岸 1200 余公里的岸带和日本部分岛弧岸带，均未发现有高过现今最大高潮线的海蚀遗迹，也没有发现高过现今海面，能够代表正常海相沉积的晚第四纪地层。现今海面，是晚第四纪以来的最高海面，全球性稳定性海平面的抬升是缓慢的，平均每千年不会超过 100 cm。但是，局部突发性的风暴、津浪，可以数十米计地超过现今海面，是人类防范的主要对象。

67. 为什么要慎用海蚀阶地？

答：阶地顾名思义是一种台阶状地貌形态，多用于河床，随着河床不断下切，河床宽度变小，形成一个个阶梯状的地形，称为阶地，而且可以从河漫滩算起，依次编号。地貌学者把海岸带一些具有平坦地形的地貌也以阶地命名，因为靠近现今的滨线，又有历史时期曾经有过多次高过现今的高海平面说法，于是，海蚀阶地也就应运而生。但是，实地调查发现，除了现今潮间带出露的一些浪蚀平台以外，还未找到一处历史时期的海蚀阶地。见诸文献的所谓海蚀阶地地貌形态，一处处被不断地否定。例如西沙群岛，过去命名的海蚀阶地，随着风成石灰岩与化石土壤层的序列命名和化石土壤层的产态变化而被否定，高尖石岛的

台阶状地貌是由于凝灰岩的棋盘格状节理切割，和顺层面下滑移动所形成，与海蚀作用无关。辽东半岛西中岛的阶地地形，也是平缓层面，无任何侵蚀痕迹。台湾沿岸命名的海蚀阶地，都是一些风暴沉积物的部位，是由海相生物化石碎片的存在而确定的，并不能起到判别地壳升降的作用。海蚀阶地如同其他海蚀现象的被否定一样，如果历史时期能形成海蚀阶地这样规模的形态，需要稳定一个相当长的时限，而且低于阶地的低洼区，海相沉积应比比皆是，海水退出以后，暴露的侵蚀不掉，何以埋藏的也都不见了呢?！可以说，绝不符合自然地理规律，也不符合一般的地学原理，这也从另一个角度去否定这种成因观点。因此，在没有相同成因匹配的条件下，切勿套用海蚀名词，以减少混乱。

68. 为什么说含有海相化石的地层不一定是海相沉积？

答：海相地层一般都赋存有海相生物化石，而含有海相生物化石的地层，却不一定都是海相沉积地层。这里所说的海相地层，是指在一定地质历史阶段，于海洋环境中沉积加积作用而保存下来的沉积记录。其中所含的生物化石，无论是什么门类或是哪个种属，都具有原始生态，具有原地埋藏的特征。由于风暴或津浪的突发作用，以风暴流的作用方式，将含有海相生物骨骼的沉积物搬运再沉积到其他地段，形成了风暴沉积，保存下来以后，必将残留有许多门类不同种属的化石，属于异地搬运来的破碎壳，不是原地埋藏，也不是正常海积产物，不能使用海相沉积地层这样的名称。热带海域干涸的潟湖或海盆中富含的各种生物壳体，细小者能够被风力搬运形成风成沉积，若以它们的原始成因均为海相，但实际成因已是陆相。所以，不能仅凭沉积物的成分去判断沉积物的沉积环境，必须根据沉积序列特征，沉积构造和其他环境标志，去分析判断出形成环境。

69. 海水入侵位与高海平面等同吗？

答：这是一个从海平面升降变化争议中产生出来的一个问题，一般地学工作者不太了解，需要从海平面变化问题说起。在讨论海平面升降变化时，必须明确一点，就是历史时期的高海平面或低海平面，都是指的全球性海水增量或减少引起的变动，也就是全球稳定型的海平面变动状况。由于某种原因导致局部性增水使海水涌向陆地，只能被视为风暴事件或海水入侵事件，不宜用海平面的升降来标定。但是，以往许多文献，谈的是全球性海平面升降变化，用的依据却是突发事件的产物。这里所说的海水入侵位就是指的这种突发的事件作用产物，例为风暴沉积，可以出现在远离现今滨线数公里甚至数十公里的陆地上，说明当时风暴沉积时的海水到达过那里，而当时真正的全球性海平面要比它所到达的高度低得多，那时滨线还在现今滨线以东。因此，可以断定，海水入侵位不等于高海平面，也不应以这类数据去探讨全球性海平面的升降变化。

70. 什么是自生旋回？

答：自生旋回一词是沉积学的专有名词，不太常用，也没有人严格给出定义。比尔保威尔（Beerbower，1964）曾经把这种自生旋回称为自生韵律（Autocycles），定义为“特定沉积作用过程中形成的沉积韵律。实际上，它就相当于“自生相”，是一种沉积环境产物的总和。完善的自生旋回，就是这一沉积环境的产物模式，也就是常说的相模式。若干个自生旋回的重复，才可称为沉积韵律。沉积相常引起争论，自生旋回就不容讨论，是特定的产物，对古环境的恢复和重建十分明确。

自生旋回是均变作用产物，即便是事件沉积，其自生旋回也是均变作用的结果。任何一种环境，在未改变其性质而形成的产物组合，均属连续的均变作用过程。同理，只有环境发生转换时，才会出现突变。

自生旋回产物相对于其他环境产物来说，就成为他生旋回。例如一个湖泊沉积序列里夹有风暴沉积，从风暴沉积序列自身来说，是自生旋回，而对于湖泊沉积序列来讲，风暴沉积就成为他生旋回。

71. 什么是他生旋回？

答：对应于自生旋回的产物就是他生旋回，他生旋回就其自身的作用过程来说，也是自生旋回。例如一个风成沉积序列中夹有洪泛沉积，从每一个沙丘—二级界面——丘间沉积序列来说是自生旋回，而洪泛序列就是他生旋回。反过来，一个以洪泛序列为主的剖面，其中夹有风沙沉积序列，后者相对于前者就成了他生旋回。深海沉积序列中的浊流沉积就被称为他生旋回，在建立深海沉积相模式时，就得把浊流沉积

这种他生旋回产物剔除掉，只用自生旋回产物。

72. 什么是进积序列？

答：是海相沉积序列中的专有名词，一般书刊上比较少用，其含义十分简单，就是由陆向海洋方面推进沉积的作用叫进积（Progradation），凡是海退期间发生的沉积作用，一般都是进积作用，所形成的沉积序列叫进积序列，其特点是水体越来越浅的序列。

73. 什么是退积作用？

答：退积作用是与进积作用相对应的，由海向陆地方向推积沉积的作用叫退积，是海侵时期常见的序列，其特点是深水产物覆盖在浅水沉积之上的相序。

进积或退积作用在判断海相沉积或珊瑚礁沉积环境方面都有很强的实用价值，应认真记住邻接环境的顺序和叠置规律，便于实际应用。在陆架海域的钻孔岩心中，运用进积、退积序列特征分析，对正确判断海相沉积与非海相沉积，海相沉积与风暴沉积的区别是非常有效的，也是海洋地质工作者的一项基本功。

74. 为什么相模式的顶底都是侵蚀间断面？

答：相模式是某种环境特定时空积累过程的重建理论和分析方法，它的理论基础是瓦尔特相律和相序连续性原理。任何一个环境的相模式，都不能包容其他环境的产物。换句话说，相模式就是某种环境的完整的自生旋回序列。限定一个环境自生旋回序列的产物，都是他生旋回的序列，都是环境转换的结果，而环境转换必然有侵蚀间断面。因此，任何相模式的顶底，就必然是侵蚀间断面。

75. 怎样建立相模式？

答：一种相模式只能解释一种环境，每个环境都应有自身的相模式。一些主要的环境如浊流、冲积扇、河流、风暴、风沙沉积环境等，都有了自己的相模式。也还有些环境，迄今都没有自身的相模式。例如冰川、湖泊、珊瑚礁等。究其原因，就是建立一种环境的相模式，不是一件很容易的事，也不是少数人可以在短时间内可以完成的。有时候，一个相模式通过几代科学工作者的努力，才得以完成。例如风沙沉积相模式，是由作者等在国外百多年研究的基础上，先从中国地方性相模式的建立上逐渐完善出来的。珊瑚礁相模式虽然已经提出，但还需要更多的事实去验证、去完善。欲建立一种相模式，必须弄清此种环境的产物特点，形成作用过程的问题，确证其自生旋回的完整程度。只要自生旋回中各个相序的特征、成因搞清楚了，上下相序的连续性关系搞明确了，就可以以地方性相模式提出来，再拿到同类环境沉积产物中去应用、比较，使之完善直到成熟，就会逐渐被学术界所接受。任何一个相模式都不会一提出来就被确认，总要有一个应用检验和完善的过程。有时候，建立模式的人十分清楚，应用自如，而其他人“不识庐山真面目”，既不明白又不去应用，这样被检验的时间就会更长，但只要是真正的相模式，总有一天会被确认。

可以这样认为，只有懂得沉积学原理又能应用于实践的人，才能解释和建立相模式。

76. 现有相模式是什么性质的？

答：相模式是沉积学的核心，是在 Kuenen 和 Migliorini（1950）关于浊流是重力流的递变层理成因理论公布以后才逐渐兴起的，也是真正的沉积学的开始。模式是科学家从自然现象观察研究中对作用过程做出的简化形式。相模式是根据产物追溯某一环境中沉积作用过程的分析，应该说还属于一种产物模式。随着理论沉积学和实验模拟沉积学的深入发展，才是建立作用模式的阶段。

77. 生物礁区能否出现陆相碳酸盐沉积？为什么？

答：生物礁是热带海域浅海所特有的沉积地质体，在美国的佛罗里达、巴哈马、加勒比海、太平洋、印度洋中的一些岛屿，澳大利亚大堡礁，西岸的珊瑚礁以及中国的西、南、中、东沙群岛，都有珊瑚礁分布，而且都是以礁岛群的形式出现。在这种环境里可以出现陆相碳酸盐沉积，它们是由风力近距离搬运再沉积形成的。早在 100 多年以前已经发现，像百慕大的风沙沉积序列厚达 200 余米，澳大利亚的西海岸从帕斯到沙克湾以及沿海岛屿，风沙沉积序列异常发育，中国西沙一个海拔最高的岛屿——石岛，就是由风成沉积序列组成的。此外，像印度、波罗的海、地中海、非洲沿岸都有类似的现象。研究表明，生物礁区

的这些风成沉积主要形成在晚更新世晚期阶段，相当于末次冰期，也就是MIS2-4期。这一时期全球性气候呈现出干冷与湿暖气候的频繁波动，波动周期不恒定，时限长短不均衡，干冷期海平面下降，礁盘露出水面，蒸干失去粘滞力的砂级生物骨屑，被季风吹起形成砂流，在低洼处停积形成沙丘，湿暖气候降雨，繁衍生物，亦可固住沙丘，新的干冷期到来又加积新的沙丘，如此循环不断加高，逐渐形成沙岛，成为礁区的奇异景观。全球风沙-土壤层序列的研究，就是起源于百慕大，发展深化在澳大利亚的沙克湾。萨哈拉大沙漠和美国墨西哥州白沙沙丘的研究都位于其后。中国的风沙-土壤层序列研究，也是起源于西沙的石岛。

78. 生物礁的形成需要哪些基本条件？

答：控制和影响生物礁发育形成的因素很多，诸如海水温度、盐度、混浊度或称透明度，氧及营养组分的丰度，光照度等化学海洋学因素；海洋物理学因素有原始地形、基底升降、波浪、潮汐、水流，陆源物质带入量等；海洋生物学更是成礁的基础，造礁生物的种类，造架能力，附礁生物的门类、生产量以及食物链等。这些既相互关联又相互制约的因素，又处在气候条件的影响下，从而使不同区域，成礁能力和演化特征不尽相同，各有特色。现代珊瑚礁体都生长发育在海水温度在18～30℃，盐度在33‰～46‰，海水透明度好，无大量陆源碎屑带入的热带海洋中，尤以水深5～20 m的范围内生长发育最旺盛。

79. 生物礁如何分类？

答：生物礁分类尚处在很不完善阶段，不同研究者所侧重的分类原则不同，所提出的分类方案也就有很大差别。概括起来，大致有下列一些分类方案：

(1) 按照礁体成因类型和礁格架形态分类，是达尔文的贡献，他分出岸礁、堡礁和环礁三类。这种分类仍不失为重要基础，可以根据礁格架的生长方式与海平面的相关性，进一步分出海侵型岸礁，海退型岸礁；海侵型堡礁，海退型堡礁；海侵型环礁和海退型环礁。

(2) 按照造礁生物门类的不同，可将生物礁分为珊瑚礁、海绵礁、层孔虫礁、原蛤礁等。从古代礁到现代礁，凡具备礁体特征的造礁生物均属于动物类。有人提出藻礁的概念，就涉及到植物能否营造礁体的问题。实践中只见到藻和藻叠层石，而藻类始终是以附生生物的面貌出现，与礁格架有所不同。作者不赞成藻礁的提法，因为迄今为止，缺乏实例支撑。科学分类是学科发展的标志，也是指导人类认识自然现象的理论基础，将不科学的概念，从分类中剔除是适宜的。

(3) 按照礁体出现的环境条件不同，可以分为陆缘浅海礁、陆架外缘岛屿浅海礁、远洋岛屿浅海礁。

(4) 按照礁体成熟度的不同，可以分为成熟型、不成熟型和超成熟型。礁体成熟度的判别标志有：①生物礁的形态与原始地形关系越密切的，其成熟度越低，反之成熟度高；②生物门类和种属少的生物礁，成熟度低。造礁生物与附礁生物门类越多，越复杂，成熟度越高。③环境分异明显，相序多而完整的生物礁成熟度高。反之成熟度低。礁后岛屿相的出现是生物礁达到超成熟的表现。④机械破坏作用、生物破坏作用越剧烈的生物礁，成熟度越高，反之成熟度低。⑤在生物礁发育演化的过程中，生物粘结成岩作用越发育者，成熟度越高，反之成熟度低。⑥发育历史越长，厚度越大的生物礁，成熟度越高，反之则低。⑦生物礁在三度空间的形态越复杂，成熟度越高，反之则低。⑧礁格架发育有序的生物礁，成熟度高，反之成熟度低。同类礁体，格架相发育者，成熟度相对要高。⑨邻近海盆的生物礁或邻近深水相的生物礁，成熟度高（张明书等，1989）。

此外，按照礁体与海平面振荡的相关性，可分为适应型、过渡型和滞后型三类。

80. 生物礁与非礁碳酸盐沉积如何区分？

答：生物礁与非礁碳酸盐沉积堆积体之间是很容易区分的，可从三方面进行：①生物礁是靠造礁生物自身的营造作用形成格架相，并有附生生物附着，格架的形态、特征与生成时的海平面升降相适应，具有特定的形态，而且随着礁体类型的不同而变化。单向礁格架当海平面上升时，尖灭端斜向上方，海平面下降时则斜向下方。双向礁当海平面上升时，呈现出倒∧形，海平面下降时，呈现出V型，分叉的宽度取决于海平面升降的幅度。②生物礁的总体形态总是高出原始同期沉积物。③任何生物礁都有特定的相序。非

生物礁碳酸盐堆积体，没有格架相，即便含有造礁生物的组分，也不能称为礁，因为这些组分不是原地营造的产物，而是经过破坏，再搬运沉积下来，只能说是来源于生物礁的组分。同时，非礁碳酸盐沉积地质体的相序有别于生物礁序列，也是明确的判别标志。台湾恒春半岛南岸的晚更新世碳酸盐沉积序列，自从1931年被日本人半泽正四郎定为隆起珊瑚礁以后一直沿用至今，其中既没有礁格架相，也没有珊瑚礁序列，猫鼻头的序列里，连珊瑚的组分都很少。相反，风暴沉积相序特征比比皆是，造礁珊瑚系被搬运再沉积的特征极为明显，与硅质碎屑岩砾石混合堆积，且又具有大型交错层理的序列也屡见不鲜，应属于非礁碳酸盐沉积地质体，是风暴作用成因。

81. 怎样建立礁序列？

答：礁序列的识别难度很大，主要难在两个方面。一是礁多在水下，地表出露少，即便是大低潮时，出露范围也有限，这就得靠钻探取心来研究。可是，钻探施工耗资多，施工难度也很大。第二个难点是礁组合岩石外表都生长有藻类、苔藓类生物，不仅岩石类型难以判别，就是界面也往往被模糊，直观性很差。因此，在礁区工作应非常细心和有耐心。首先应从潮上海滩观察，海滩沙中有无陆缘碎屑成分，接着要标出礁坪与海滩的分界，这一界线往往是清晰可辨，没有过渡，十分绝然。礁坪有两种状况，一种是侵蚀型，完全没有现生珊瑚生长，除了溶蚀洼坑以外，就是平台，几乎没有起伏。另一种是弱侵蚀到半侵蚀，有现生种珊瑚和软珊瑚，以及其他门类生物繁衍，地形有起伏，甚至可以出现斑点礁。礁坪是礁后碎屑沉积，产状平缓，越向礁前延伸，斜度越大，一般都有上细下粗的序列，要多从溶蚀洼地的侧面观察，有益于分层。最好用手摇钻或古地磁取样钻分段钻取细岩心观察。用古地磁钻加长钻杆，单孔可取到60～80 cm长的岩心，基本能满足对礁坪序列划分的要求。礁前为现代礁体生长带，从枝状珊瑚丛生带到块状珊瑚格架带就进入斜坡带。现代礁体带新于礁坪带，是全新世的产物，与礁坪带顶部的生长带相同，而礁坪带是末次冰期顶部的产物。这一点在国际范围内，被礁地质学家所忽略，始终把现生礁体斜插绘在礁坪之下，似乎礁坪倒成了最新的盖层。出现这种误解的另一原因是利用礁坪沉积物进行^{14}C年代测定，其结果都是全新世的范围。然而，利用礁坪沉积物进行^{14}C年代测定是不适宜的，它们都是被风暴浪从礁前搬运来的，多次反复移动，既有大气污染，亦有淡水水体掺合，又有成岩作用叠加，年轻化将是毫无疑问的。

礁后岛屿相序列较容易测定，都是碎屑沉积，可从岛缘海滩—围岛砂砾坝—岛中潟湖—平台等地貌单元，分别标定其序列，沉积物与礁坪相似，只是年代更新一些，没有成岩作用影响。

82. 为什么说礁序列中礁格架灰岩所占的比例小？

答：研究表明，原生礁序列应当都是两单元结构，即礁依附其营造格架的基盘，主要为生物骨屑堆积，属砾岩相或砂砾岩相和上部的礁格架相。礁格架的形态取决于当时海平面的稳定程度，若上升速率快，格架斜度大，若缓慢上升，格架比较平缓。若海平面缓慢下降，则格架斜向海底方向增生。无论是哪一种生长方式，当环境改变时，已形成的礁格架就会被侵蚀破坏，形成新的礁基碎屑带，为另一次造礁作用准备了条件。礁体随着这种旋回式的破坏—生长—再破坏—再生长的演化，不断加高形成礁台地。但是其中的礁格架，由于遭受大量侵蚀破坏，能保存下来的，大约只占10%～20%，保存最多的也不会超过30%。

83. 为什么礁格架形态、产状能够判别成礁环境？

答：礁格架形态、特征是判别生物礁成生环境、礁体发育特点、礁体类型、规模等的最直接判据，准确度高，标志性强的原因是来源于礁成因的简单和特征明显。

生物礁是热带浅海形成的特征性地质体，其海洋生物、化学、物理等边界条件是有限定的，只要明确造礁生物门类，即可按照生态条件判别边界因素。礁格架的增生取决于海平面的波动状况，如果海平面长期稳定不变，礁格架呈层状伸延，厚度不会很大，保存下来是层状礁。如果海平面不断抬升，礁格架将伴随着海平面的抬升往上增生，海平面抬升速率越快，礁格架抬升的斜度越大，反之则斜度小。如果海平面不断下降，礁格架就会向下方增生，斜度依旧取决于下降速率。海平面不断上升时形成的礁体是海侵型礁，海平面下降时形成的礁体是海退型礁。岸礁为单向礁格架，堡礁和环礁是双向礁格架保存下来，海侵礁呈∧型，海退礁呈V型，分叉宽度取决于海平面升降速率，升降快，分叉宽度小，升降慢，则分叉宽度大。

在任何时代的一个碳酸盐岩分布区，只要找到一个礁格架相，判明了礁体的存在，就可大胆预言，它决不是孤立的，不是一个礁区，也会是一个礁带。首先应抓住这个礁体，仔细研究其特征，按上述查明古海洋状况，再作出可能延伸的范围和区域的判断，就会找到新的礁体，圈定礁区或礁带的范围，作出详细的评价。四川晚二叠世礁带，由于复式褶皱原因，在区域内多次重复，奉节、巫山等三峡库区恰位于复式褶皱的转折端，其脱虚部位有可能是天然气的储存库。

84. 为什么说 Welson 的 9 个相带模式是不对的？

答：J. L. Welson 在其 Carbonate Facies in Geologic History（1975）一书中提出了一个碳酸盐组合理想模式，分出了 9 个标准相带，并认为这一模式适用于厚度和规律性各不相同的所有的构造背景。威尔逊的所谓 9 个标准相带是从盆地到广海陆棚为宽相带，再到深陆棚边缘—前斜坡—生物建造（就是礁体）—簸选的边缘沙为窄相带，接着是陆棚潟湖—陆棚和潮坪—萨巴哈、盐沼上的蒸发相，又都是宽相带。他把这 9 种环境产物视为邻接的连续的相序，把自生旋回与他生旋回相混淆，事件沉积与正常海相沉积也混为一谈。实际上，这 9 种环境都是各自独立的，各有其自身的相序，应各自建立其相模式，彼此都被侵蚀间断所隔开，是不连续序列。因此，威尔逊的 9 个相带模式不仅不是标准相带，而且连沉积学的基本原理都违背了。

85. 为什么说 Loagman 的复礁体 8 个相带模式也是不对的？

答：M. W. Loagman 提出复礁体的概念是一大贡献，他对礁体的分类，礁体形态的控制因素以及复礁体中各个环境的特点等都总结得很好。但是，他把复礁体中的一些环境产物，当成了连续相带，出现了与威尔逊相同的错误理念。好在他没有像威尔逊那样冠以标准的理想相带，不致于引起大的误导。

朗曼把复礁体分出的 8 个相带是：远礁岩堆、近礁岩堆、礁坡、礁格架、礁顶、礁坪、礁后沙、潟湖。这是 8 个不同的环境，远礁岩堆已经接近盆地，不是独立的环境，应该属于盆地边缘相。近礁岩堆是斜坡相的末端，没有必要单独分出，就是一个斜坡环境。礁格架是礁体独立的环境。礁顶是风暴搬运，将礁坡大块岩石携至礁格架之上形成的，不是所有礁区都有的，因为它突兀于礁前，称为礁顶，古代礁序列里不可能保存。礁坪是礁后的堆积相，礁后沙与潟湖岛屿相的组成部分，它们的边界条件都不相同，各自有自身的相序，互相不能合并，更不可将其视为一个连续的整体。

86. 生物礁区的风沙沉积有哪些特点？

答：生物礁区的风沙沉积都是就地取材，生物骨骼组分含量高，在古相风成岩中，可以说都是化石，门类多，种属也多，但是既无古生物学意义，也没有定年的意义，它是不同层位，不同地区搬运而来。这些生物骨骼组分也不宜用^{14}C 方法进行测年。生物礁区的风沙沉积的另一特点是相序完整，沙丘类型容易保存，各种序列里的伴生物保存得亦比较完整。同时，由于碳酸盐沉积物成岩作用迅速，成土化作用阶段的各种特征也容易保存，土壤层分层明显，土壤结构清晰，陆生蜗牛种属亦多。生物礁区的风沙沉积有益于使用稳定同位素方法的研究。

87. 南沙群岛范围大，为什么岛屿比西沙群岛的小而少？

答：南沙群岛的范围比西沙群岛的范围大了近 10 倍，有数以百计的礁体，岛屿却相对很少，而且规模也小，最大的太平岛，面积只有 0.46km²，只相当永兴岛的四分之一。同属热带礁区，为什么会有如此大的差别？这个问题作者没有做过专门研究，只是从礁沉积地质学的演化规律中去探求原因。

首先，可以看到南沙群岛岛屿的地理分布，都位于南沙中央海盆的西侧，最大的岛屿在北边。而西沙群岛上的岛屿则不存在地理分布的限定，既有独立的，也有带状的，七连屿岛群带是北西西向的，与南沙群岛的岛屿在时空分布上明显不同。第二，岛屿时空分布不同，标志着形成上的规律性有一定的差异。西沙群岛 31 个岛屿的成因可分为两大类，一种是与季风活动有关的砂岛，或是直接受风力控制形成风沙沉积岛，或者是风驱作用，在礁坪上围成砂岛。第二类就是风暴作用形成的岛屿，都是生物砾屑沉积，是最主要的成因类型，约占总数的三分之二。第三，从西沙钻井和南沙钻井序列的比较来看，第四纪礁序列的厚度，西沙也比南沙要厚大一些。西沙群岛白云石化位的顶面位于孔深 180 m 处，而南沙则位于 142 m 处，

相差近 40 m。以上三点都说明西沙与南沙虽然同处于南海珊瑚礁区，但其边界条件却不完全相同，最大的区别在于：①西太平洋风暴流的主要活动路线是从台湾岛与吕宋岛之间通过，对西沙群岛的成岛作用贡献远远大于南沙，松散沉积物的堆积作用，也大大高于南沙，南沙沉积序列薄是合理的。②冰期时东北季风肆虐，其盛行方向变化在 N30°E～N80°E，西沙恰位于这个带的开放系统中，作用充分，风驱作用强烈，形成石岛这样的风沙沉积序列，理所当然。南沙则受到中科迪勒拉山的阻挡，风驱作用西强东弱，岛屿的分布符合此种规律。两种成岛因素的联合控制，使南沙群岛的岛屿少而小，又多分布在中央海盆的西侧，就成为十分合理和自然的规律了。

88. 土壤层有几类？如何分层？

答：这里所说的土壤层不是笼统的泛指，而是针对海岸带晚第四纪事件沉积序列中所见的类型提出的，主要有两大类，4 种。一类是碳酸盐土壤层，以化石土壤层的形式出现，厚一般都在几十厘米，最厚达 1.6 m，成土化作用明显，表现出良好的分段性，自上而下可见淋溶带，有团粒状，硬盘状粘结现象，更下的淀积层可以出现纹层状、薄壳状灰质壳，母质层仍为风成砂屑灰岩，但沉积构造已经消失。这类土壤层中常常有大小个体不等，形态各异的蜗牛壳体，密集分布，表现出良佳的原生态特征。还有长短不一，粗细不同，上粗下细的根管石、根化石，有的栩栩如生，就如盘根错节的树根，原始生长态特征明显。第二类为硅质碎屑质组分构成的土壤层，厚在 20～80 cm 不等，一般都没有分段，普遍板结，多呈致密状块体层，偶尔可见到铁质根管石，一般见不到蜗牛类化石。当粘土物质多时，或成土化作用强时，淋溶后会出现雨滴状浅色斑痕，成为斑杂色的土壤层。色调越均匀，土壤化程度越低。第三类为含炭质或有机质的淤泥层，多为黑色，或者为褐色，锈斑色等，厚度从几毫米至 60 cm，含炭质高者可成为泥炭层。都是积水淤积而成，只有细小草本植物残体，有时夹有铁质条纹，或顶底出现氧化铁质层，该类淤泥层与晚第四纪湖泊相沉积中的沼泽化泥层相似，但后者都具显层性，常夹有树木残体，可以相区分。

上述各类土壤层，一般厚度小，不需要分层。遇有厚大者，可根据土壤化作用的特点，划分同渗滤带（或淋溶带）、淀积带、母质层，并分别采集地球化学样品和物相分析样品，从结构构造特征化学成分上去分析研究。

89. 泥炭层与海平面升降有关吗？

答：在中国沿岸及陆架区的地表露头和钻孔岩心或柱状样中，常常见到黑色淤泥层和泥炭层，尤以辽东半岛沿岸渤海湾西岸居多，虽被认为是北方所特有，并常被视为滨岸潟湖相沉积，似乎与海平面的升降变化有着成因上的联系。近年来的调查研究表明，沿岸和陆架区所确定的海侵应为风暴活动，所谓海相地层应为风暴沉积，与之邻接的一些泥炭层，含炭质淤泥层，有的分隔风沙沉积层，有的本身就是湖相沉积，有的就是湿暖期积水淤积而成，或者是湖相沉积又被风暴流作用所改造，以致使其中既有淡水化石，又有海相有孔虫化石。以往沿海描述的海陆过渡相地层，也常出现海陆相化石并存的现象。海岸带真正的泥炭层见于雷州半岛田洋和青桐洋湖泊沉积中，为含油腐泥层，含油率平均达到 6.5%，厚 0.5～1.5m，埋深从几米至 20 m。

90. 哪些地球化学参数可以用于事件地质学？

答：物质组分的基本地球化学组成受控于矿物的种类和数量。但是，随着气候和各种物理、化学和生物作用条件的变化，一些元素或多或少地会发生一定的迁移、富集，在柱状剖面上，选择某些能够反映气候条件变化的元素，连续地进行测定，使之与磁化率等其他参数进行匹配，更好地说明事件的性质，是非常重要和有意义的。实践表明，海岸带晚第四纪事件沉积序列有两大类，一是碳酸盐组成物为主的序列，除了运用稳定同位素测定手段外，在元素地球化学方面可以用 Ca、Mg、Sr、Al、Fe、Mn 等几种元素及其相关的比值来反映。Ca、Mg、Sr 为容易迁移的元素，Fe、Al 为弱迁移元素，Mn 介于两者之间，不同时限里，物质搬运过程和成分不同。Ca/Ca+Fe 被称为沉积磷酸盐法，在淡水环境形成磷酸铁，在咸水环境形成磷酸钙，这个比值随着由淡水到咸水环境而逐渐增高，并有 $y=0.09+0.26s$ 的线性关系，y 为比值，s 为盐度（Nelson，1967）。Ca/Mg 能够反映富镁方解石的状况，浅海环境有利于形成富镁方解石。Mg/Al，

能够反映粘土矿物的量与性质，进而判断气候条件，铝不进入生物壳体，主要来自铝硅酸盐矿物，而镁却受生物作用控制，其比值大小在一定程度上，能够反映出物质来源及其量度。铁、锰是在低价态搬运，高价态沉淀，所以能够反映氧化程度和环境条件，与磁学参数匹配极为有利。

地球化学元素的迁移富集规律，随环境条件的变化而改变，而且有着地域上的某些特点，除上述常用者外，还可从微量元素、稀土元素等含量变化去研究。

91. 粘土矿物含量、比率可以用于解释气候条件吗？

答：粘土矿物是风化作用和次生蚀变的产物，在陆地和海洋中的富集度不同，不同粘土矿物的空间分布与气候条件有一定的相关性，同一地区利用粘土矿物的含量变化，去判断不同时限的气候变化，常可找到一定的规律，而且与磁化率、地球化学参数之间的匹配解释十分吻合。

主要粘土矿物有高岭石、绿泥石、伊利石、蒙脱石、水云母等。陆地上高岭石的形成与风化作用有关，海洋中则多见于赤道带海域，其形成与湿暖气候的相关性明显，因此，高岭石的高含量可代表湿暖期环境条件。蒙脱石是火山岩的蚀变产物，在陆地区比较少见，海洋环境多见。绿泥石在海洋多见于高纬度带，陆地分布范围较广，也普遍为冷期的产物。水云母分布得很不平衡，总的来看，北高南低，与蒙脱石呈互相消长的对应关系。研究发现，伊利石与高岭石亦常呈对应的消长关系。伊利石的高含量与高岭石的低含量相对应，代表相对冷期的气候条件，反之则为湿暖气候环境。绿泥石的低含量与高岭石的高含量相对应。因此，伊利石与绿泥石越富集的部位，应是寒冷气候期的产物，高岭石富集位应是湿暖期的表现。剖面序列上以粘土矿物含量的比例关系，与磁学参数和年代学数据相匹配，去进行气候事件的探讨，是非常重要和有意义的。

92. 碳酸盐成岩作用有哪些？

答：碳酸盐沉积物的成岩作用理论，伴随着碳酸盐沉积学的进展，越来越成熟。成岩作用的性质，取决于成岩环境，可分出大气成岩环境，浅埋藏成岩环境和深埋藏成岩环境。大气成岩环境包括渗漏带至混合水带，也就是海水与混合水分界面以上的范围。浅埋与深埋的区分在于有无压溶、压实现象，有者则为深埋藏环境。

碳酸盐成岩作用均发生在沉积物形成之后，其相隔时限难以判别，不宜用同生、准同生、后生等的概念，而就以成岩环境来区分。例如大气成岩环境下的胶结作用，可以再细分为大气淡水、潮上带、潮间带、潮下带等亚环境的胶结作用等。重结晶作用、新生变形作用、交代作用、溶解与充填作用等都可以按照3个成岩环境去划分、比较和进一步分类。

93. 如何区分根管石与生痕化石？

答：首先必须明确一个概念，那就是根管石是植物根系石化后留下的产物，而生痕化石是动物活动留下的痕迹，两者不应当相混。但是由于一些穴居动物的穴，亦呈管状，逃逸时可以切穿层面，在形态上有些相似之处。但是，只要稍加留意，相互比较后就会很容易区分。可从4个方面加以区分：

(1) 两者的指相性和成因明显不同。根管石主要见于土壤化层中，也就是那些曾经繁衍过植物根系的地层中，全为陆相。生痕化石则以海湖等水体动物居多，当然风成沉积中亦可出现爬行动物，鸟兽足迹，但非常罕见，也不易相混。

(2) 两者的特征不同。根管石是由根化石和根外套组成，核心是石化的植物根，外膜是淀积层，粗粒沉积物在外膜和其外侧，形态上上粗下细，单个根管石长度不超过1 m，而生痕管上下等粗，由潜穴晕和潜穴核组成，粗粒沉积物在核部，没有植物根茎的任何特征。

(3) 两者伴生的实体化石明显不同。

(4) 两者所在地层的环境标志和伴生物明显不同，很容易区分。

94. 如何应用河流沉积的相模式？

答：河流沉积的相模式是研究程度最高的，特别是蛇曲型河流的相模式，也是较早形成的模式之一，因此，以蛇曲河的模式应用来加以说明。现代蛇曲河，包含着许多密切相关的地貌单元，而每一种地貌单

元的物质表现都代表着一种亚环境，不同的亚相在横向上是邻接的，在纵向上是叠置的程式，这就是蛇曲河相模式来源的基础。

已知主要地貌单元的物质表现是什么呢？

(1) 河底粗粒沉积，位于河床最深的部位，粒度最粗大，是一些顺河床的透镜状砾石级的沉积物。由于是细粒被冲走后留下的粗粒沉积，所以被称为滞留沉积。

(2) 点沙坝，是蛇曲河内湾一侧的沉积，常被称为边滩，是河流迁移过程中留下的沉积体，粒度由下往上变细。

(3) 天然堤，是河流凸岸围绕河道而形成的沙脊，是最高的河岸。

(4) 泛滥平原，形成于洪水期，一般粒度较细，但在纵向上常表现为下粗上细，并具叠瓦状波状层理。后经许多学者的不断总结完善，总结出一个相模式 (Allen，1964，1965，1970；Walker，1975，1976)，其相序如下：底侵蚀面往上是河床沉积再到点沙坝沉积，具交错层构造，上部是泛滥平原，然后是上侵蚀面。实际上，野外古代河流相沉积中所见到的旋回性序列，都是河床一点沙坝的组合，并没有泛滥平原相出现。这就是因为当初在建立相模式时，是以现代河流为前提的，普遍见有泛滥平原，误认为是上部的必然相素。实际上，泛滥平原并不是蛇曲河自生旋回的最终产物，而是一种洪水期形成的他生旋回产物，具有很大的独立性，不能归于蛇曲河流相模式中，应用时务必认真观察总结这一现象，不仅可以提高应用相模式的能力，而且可以深化对沉积学基本原理的理解。

95. 如何应用风沙沉积相模式？

答：风沙沉积相模式是作者等从 80 年代至 90 年代研究中国海岸带末次冰期风沙土壤层序列时提出并不断加以完善的（业治铮等，1985；张明书等，1987，1993）。

迄今为止，有许多研究者把风沙沉积序列中的风沙沉积层（有时为沙丘，有时为丘间，有时从沙丘一二级序次界面一丘间都有）和土壤层的相互叠置序列，视为是连续的沉积序列，这是非常错误的一种认识，也是不懂沉积地质学原理和不会判别环境的表现。自然界只有三种大环境，那就是沉积、平衡、侵蚀三大环境，沉积环境最丰富多彩，各式各样，从高山冰川到深深的海洋，从茫茫荒原到美丽如画的珊瑚礁，土石山川样样都有沉积。平衡环境是既不沉积，也不侵蚀，只在原先沉积物上进行改造，使之发生变化，例如把原先沉积物经过成土化作用改造成土壤层。因此，凡是土壤层，都是平衡环境中的产物，对沉积环境来说，经历了环境的转换，发生过间断，是不连续的表现。侵蚀环境能够使原先沉积环境积累的物质全部和部分去掉。三大环境随着边界条件和气候的变化始终是在互相转换的，甲地的沉积环境，在乙地可能是侵蚀环境，到丙地可能是平衡环境，任何时代，任何物质组成的沉积序列里，都是这三大环境的转换产物，无一例外。相模式只是某种环境处于沉积环境阶段所形成的自生旋回相序，这种相序是该沉积环境所特有的，是一种确定的关系，永远不会在不同的两种沉积环境中出现相同的沉积相序。所以，每一种沉积环境都应当建立起自身的相模式。风沙沉积环境的相模式就是在这种前提下建立起来的。任何一期风沙沉积活动，都是从开始的沙堆覆盖，慢慢加高成为沙堆而后成为沙丘，然后成为沙丘区或常说的沙丘链，当高度达到休止角时，沙丘不能加高，只在丘间加高，覆盖了沙丘，而且由原先的高角度前积层理变为低角度交错层理，在剖面上酷似水平层理，而且丘间与沙丘之间的接触面，造成角度交切，被削去尖顶的沙丘，具有与优势风向相反的高角度前积层理，被顺优势风向上爬的丘间低角度交错层理盖在上面，形似角度不整合面（确曾使个别学者误认成新构造运动面，将西沙石岛的这种界面称为石岛运动）。这一连续沉积的产物就成为从沙丘一二级界面一丘间的自生旋回相序，也就是风沙沉积的相模式。因此，只要能判定是风沙沉积环境，无论其时代老或新，无论其是否固结成岩，其每一次的风沙活动都是这样的序列。有时候因为保存不全，剖面上在两个侵蚀间断面之间只见到沙丘沉积，那就表明丘间已经被侵蚀掉，如果只见到丘间，那就证明下面肯定有二级界面和沙丘沉积，就可迎着优势方向或顺着上爬的反方向在区域内寻找新的露头或者进行挖掘，一定会找出下伏的沙丘沉积来。只要野外经历过一次这样的验证，就会成为永不忘却的经验，也就会自如地应用风沙沉积相模式了。应用中还必须切记，每种沉积环境的沉积构造是不同的，伴生物也是不一样的，例如沙丘中的交错层理，都是高角度，有槽状、披盖状、上凸形、板状、楔状，但是

在纵向沙丘，特别是小金字塔形沙丘中，前积层理的角度有时只有6°、8°，非常平缓，而另一翼稍陡，当只保留一翼时，要善于识别。

96．如何应用湖泊相模式?

答：迄今为止湖泊相沉积的相模式还没有建立起来，只介绍作者的经验模式，供应用时参考。

湖泊沉积的序列比较简单，形态比较完整，边界条件比较清楚，犹如一个小海洋实验室，为什么建立不起湖泊相模式？原因在于：

(1) 湖泊无论大小，都是由许多边界条件不同的亚环境组成的，以一种模式概括不了，正像海洋环境从滨岸—深海不可能用一个模式一样。湖岸相、湖坡相、湖心相都各应有自身的相模式。

(2) 湖泊的成因多种多样，不同成因的产物和特征是不同的，单一模式难以概括。任何一个湖泊，都具有3种环境，那就是湖泊边缘相、湖坡相和湖心相。边缘相与湖坡相以及与湖心相之间，都有过渡带。湖泊边缘带沉积物组分粒度最粗大，是从陆相对应到水体相。对于洪泛作用形成湖泊来说，湖缘相就是洪泛砾石层，湖坡为砂砾层，湖心为泥层。如果洪泛活动持续的时间很长或者成湖后有河流补给，那么湖缘相为下粗上细序列，由洪泛的杂乱无序到水平砂层序列，湖坡相则为砂岩韵律层，粗细相间，湖心相则为季候纹泥层序列，纹层厚度取决于补给条件、生物生长速率。而湖盆的演化，则从每一发展旋回间断面控制的年纹层总厚度，去判别湖盆繁荣期的时限。然后再从总累积的时限加倍而成为湖泊演化的可能时限。

(3) 湖缘相、湖坡相和湖心相的生物活动，生物门类，地球化学性状是不同的，宜每一种湖建立起自身的产物模式，而且把湖缘—湖坡—湖心纳入同一模式中。

97．如何应用风暴沉积相模式?

答：自从60年代以来，在现代台风、飓风、津浪等的观察研究后，引发对以往古代地层中的似浊积岩，浅水浊积岩，陆架粒序层等的重新认识，鉴别出了风暴沉积作用产物。进入80年代，我国沉积学界，也开始对风暴沉积给予关注，先后报道了四川的晚古生代和西藏的中生代地层中的风暴沉积序列。中国海岸带上晚第四纪风暴沉积，特征明显，序列清楚，类型亦多，具有许多独特的特征。

首先，海岸带晚第四纪风暴沉积序列既有碳酸盐型，亦有硅质碎屑岩型；既有巨砾型，亦有砂砾型；既有风暴高峰期的粒序型，亦有风暴后期的波纹型。

第二，海岸带晚第四纪风暴沉积都是由海向陆推进型，远离原先水体，与古代那些不离开水体，沉积在浪基面以下的序列不同；

第三，丘状交错层理可以见于各种粒度的序列中，与古代那种只出现在细粒层中的特征不同；

第四，海岸带晚第四纪风暴沉积似乎都与相对干冷气候阶段相对应。

针对上述特点，野外实践中不要盲目套用国外关于风暴沉积的相模式，而应按照两种模式的概念去检验。一种是风暴期的重力流模式，底侵蚀面往上只有两个相序，就是粒序层和块状层，侵蚀面上沟模、槽模、渠模等特征明显；第二种是风暴高潮后的牵引流模式，全为大型交错层理层系组，是波浪紊流作用的产物，底侵蚀面相对比较平整，层系组之间相互切割。国外把后一种模式作为前一种模式的上部相序是不妥的。E. B. Bailey早在20世纪30年代就在美国地质学杂志上发表了《沉积作用和沉积构造新见解》，把交错层理分为两大类，一类是递变层理；另一类是交错层理。他明确指出递变层理是浊流形成的，交错层理是牵引流形成的，两者是不共生的。当时还不认识重力流，直到1949年在伦敦举行的第七届国际地质大会上才提出重力流，可见Bailey的研究是非常了不起的。两种流态形成的沉积构造不应也不可能出现在同一个自生旋回中，其间一定有一个不连续面，应用时要特别注意观察，认真总结，切忌盲目套用。海内外有许多知名学者的著述中，在沉积学、沉积地质学的论述和研究中，存在着不少失误和违背基本原理的地方，必须先弄懂沉积地质学基本原理，进行三度时空研究，养成善于和敢于发现问题和提出问题的习惯，从实践中求真知灼见。

98．如何应用浊流沉积相模式?

答：鲍玛总结提炼出的浊流沉积相模式，分为5个相素，是非常正确的。作者在冲绳海槽半深海浊流

沉积序列和中新世山旺古湖泊的浊流沉积研究中都得到了证实。无论是浊积扇或是纵向浊流沉积，其完整序列都不会超出鲍玛序列。底界面的印模特征，在古代复理石沉积研究中已有很好的总结，应该说这是一个比较完善的相模式，可以放心地使用。但是，实践中应注意在各个相素中寻找新的特点，特别是那些不完整序列的组合关系以及它们形成的机制，以深化和提高环境判别的能力。

99. 如何应用其他相模式？

答：除河流、风沙、湖泊、风暴、浊流沉积相模式以外，尚有三角洲沉积模式、滨岸浅海一直到深海沉积的相模式、蒸发岩模式以及珊瑚礁模式等等。这些众多模式中有的已经成熟，有的还在探索，有的还只能被视为地方性模式，很不成熟，在应用时需要从实际出发，按照自生旋回原理，分出不同相序，再作相应对照，切不可先拿模式套实际序列样品。为了确定岩心序列相序间是否有侵蚀面时，可以跨界限取样，在镜下进行微观分析研究。此外，一个值得推荐的方法是，把整个岩心序列中相同环境的产物，逐个研究后再作统一的对照比较，研究它的有序性，然后再与已知模式进行比较，找出问题和解决问题的办法。《第四纪环境》的作者 M. A. J. Williams 等所说"一盎司"的实践知识比"一磅"理论更值钱，恐怕也是要重视实践第一的道理。

100. 晚第四纪事件地质学的主要目标是什么？

答：晚第四纪 13 万 a 以来是人类从古人进化到现代智人的重要阶段，也是地球表层气候-环境变化最频繁的时期，各种事件沉积产物保存得比较完整，通过晚第四纪事件地质学的研究，应达到主要目标是：

(1) 建立起陆地和海洋晚第四纪期间的事件序列；

(2) 全球性事件组合与匹配性；

(3) 自然界三大环境相互转换的基本规律与控制条件；

(4) 古气候演化的制约机制以及与事件多发—高频出现的相关性；

(5) 三度时空事件演化规律对现代地质灾害的减缓与防治意义；

(6) 事件演化与人类生存环境的变化。

参 考 文 献

马杏垣等.1961.中国大地构造的几个基本问题.地质学报,41卷1期

王乃文.1984.青藏印度大陆及其与华夏大陆的拼合,中法喜马拉雅考察成果.地质出版社

王英华.1987.广西涠洲岛现代白云石的发现及其意义.沉积学报,1期

王荃,刘雪亚.1981.中国的蛇绿岩带与板块构造.长春地质学院学报,1期

王建.1990.晚冰期我国大地水准面的变化及其对海面变化的影响.科学通报,第35卷,第14期,p.1093~1095

王建,汪永进,刘金陵,William Y.,B.Chang.1996.太湖16000年来沉积环境的演变.古生物学报,Vol.35,No.2

王强.1982.渤海湾西岸第四纪海相及海陆过渡相介形虫动物群及古地理.海洋地质研究,第2卷,第3期

王强,李凤林.1983.渤海湾西岸第四纪海陆变迁.海洋地质与第四纪地质,第3卷,第4期

王荃,刘雪亚.1976.我国西部祁连山区古海洋壳及其大地构造意义.地质科学,1期

王强,李凤林,李玉德,高秀林.1986b.15万年来渤海西南岸平原海岸线变迁.中国海平面变化(IGCP200项中国工作组,苍树溪主编),海洋出版社,p.43~52

王强,李秀文,张志良,李凤林,邵军,尚学熙,唐若鲁.1991.天津地区全新世牡蛎滩的海洋学意义.海洋学报,第13卷,第3期,p.371~380

王律江,M.Sarnthein.1999.南海北部陆坡近四万年的高分辨率古海洋学记录.第四纪研究,1:27~31

王琦,朱而勤.1989.海洋沉积学.科学出版社

王颖.1964.渤海湾西部贝壳堤与古海岸线问题.南京大学学报(自然科学),8卷3期

中国地质科学院.1977.中国地质图(1:400万).地质出版社

中国科学院遥感应用研究所.1991.中国卫星影像图(1:600万).科学出版社

中国科学院海洋研究所海洋地质研究室.1985.渤海地质.科学出版社

中国科学院海洋研究所海洋地质研究室.1982.黄东海地质.科学出版社

中国科学院南沙综合考察队.1992.南沙群岛永暑礁第四纪珊瑚礁地质.海洋出版社

中国科学院地质研究所大地构造编图组.1974.中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨.地质科学,1期

中国地质科学研究院.1975.亚洲地质图(1:500万).地图出版社

尹赞勋等.1978.论褶皱幕.科学出版社

业治铮,张明书等.1984.西沙群岛石岛风成石灰岩及化石土壤层的发现及其意义.海洋地质与第四纪地质,4卷1期

业治铮等.1985.西沙群岛岛屿类型划分及其特征的研究.海洋地质与第四纪地质.5卷1期

业治铮等.1985.西沙石岛晚更新世风成生物砂屑灰岩的沉积构造和相模式.沉积学报,第3卷,第1期

左国朝,金松桥,何中琦等.1987.北山地区白云山—洗肠井一带早古生代蛇绿岩带推覆构造及蛇绿混杂体的发现.中国北方板块构造论文集(2).地质出版社

任纪舜等.1980.中国大地构造及其演化.科学出版社

刘宝珺.1980.沉积岩石学.地质出版社

刘宝珺,张继庆,许效松.1986.四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩.地质学报,60卷1期

刘东生等编译.1997.第四纪环境.科学出版社

同济大学三角洲科研组.1978.全新世长江三角洲的形成和发育.科学通报,23(5):310~313

同济大学海洋地质系.1989.古海洋学概论.同济大学出版社

吕炳全等.1987.北部湾涠洲岛晚更新世风暴沉积.科学通报,5期

乔秀夫等.1989.皖北震旦系张渠组风暴沉积—向上变浅的碳酸盐沉积序列.地质学报,63卷,4期

毕福志,袁又申.1987.闽粤沿海近五千多年来海岸升降周期的初步研究.中国科学,B辑,4期

成国栋等.1987.黄河三角洲地区晚更新世晚期及全新世地层.海洋地质与第四纪地质,第七卷增刊,p.64~70

成都地质学院普通地质教研室.1978.动力地质学原理.地质出版社

米里曼J.D.,1974.现代沉积碳酸盐第一卷海洋碳酸盐(中译本,1978).地质出版社

朱大奎等.1995.全球变化与海岸研究.海洋通报,Vol.14,No.1,p.37~40

朱永其等．1979．关于东海大陆架晚更新世最低海面．科学通报，7期
朱袁智等．1997．南沙群岛永暑礁新生代珊瑚礁地质．海洋出版社
朱而勤．1991．近代海洋地质学．青岛海洋大学出版社
许靖华（K. J. Hsu）．1990．华南大地构造：认识西太平洋地质的关键．（Tectonopthsics）183（1990）9～39
许靖华．1985．大地构造与沉积作用．地质出版社
沙庆安等．1986．广西涠洲岛全新世上升海滩沉积及其成岩作用．沉积学报，2期
沙庆安．1981．西沙群岛和海南岛现代和全新世海相碳酸盐的成岩作用——兼淡海相表成（海相淡成）灰岩及其意义（中国科学院地质研究所编，沉积岩石学研究论文集）．科学出版社
严钦尚，许世远等．1987．长江三角洲现代沉积研究．华东师范大学出版社
何起祥．1978．沉积岩和沉积矿床．地质出版社
何起祥，张明书．1986．中国西沙礁相地质．科学出版社
何起祥等．1988．比较沉积学的理论与实践．海洋地质与第四纪地质，8卷1期
里丁，H.G．主编．1978．沉积环境和相（周明鉴等译，1986）．科学出版社
沈锡昌，郭步英．1993．海洋地质学．中国地质大学出版社
肖序常等．1978．祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义．地质学报，52卷4期
吴正．1987．风沙地貌学．科学出版社
吴正．1997．中国沙漠与海岸沙丘研究．科学出版社
张士三，周秋麟．1991．沉没海底7000年的古森林．海洋世界，1期，p.6～7
张士三．1991．福建深沪湾古森林及牡蛎礁遗迹及其保护的意义．海洋与海岸带开发，8卷4期
张业成．1991．论中国海平面变化．地质灾害与环境保护．Vol.2，No.1，p.17～26
张明书．1991．海南古陆今昔谈．海洋世界，3期
张明书．1995．我国海岸带的十大特征．海洋地质动态，10期
张明书．1995．海岸分类刍议．海洋地质动态，8期
张明书．1995．我国海域岛屿的类型及其分布规律．海洋地质动态，11期
张明书．1990．海南排浦海相第四纪与上新世界限的发现及白云石化作用问题．海洋地质与第四纪地质，10卷1期，p.47～59
张明书．1985．关于海滩岩几个问题的初步研究．海洋地质与第四纪地质，5卷2期
张明书等．1989．西沙生物礁碳酸盐沉积地质学研究．科学出版社
张明书．1996．礁格架产态与上下序列的组合关系在礁油气藏评价中的作用，第一届应用第四纪地质会议论文集．成都科技出版社
张明书等．1990．海南岛周缘珊瑚礁的基本特征和成礁时代．海洋地质与第四纪地质，2期
张明书．1990．生物礁比较沉积学与礁油气藏探查．海洋地质与第四纪地质，2期
张明书．1990．西沙西永一井礁相第四纪地层的划分．海洋地质与第四纪地质，10卷2期
张明书．1996．晚第四纪海洋地质研究拾零．海洋地质动态，3期
张明书，刘守全．1998．普陀山发现晚更新世湖泊沉积和古植物组合．科学通报，43卷14期，英文稿43卷，No.19
张明书．1998．浅谈我国海岸带的基本特征．中国地质，4期
张明书，刘守全等．1998．福建深沪湾晚更新世湖泊—冲洪积地层序列的发现及其意义．中国地质，9期
张明书．1998．试论台湾的非岛弧成因及其与南海海盆的相关性．海洋地质与第四纪地质，18卷2期
张明书，陈民本．1998．台湾岛是飞来峰的新依据．海洋地质与第四纪地质，18卷3期
张明书，刘健．1992．西沙珊瑚礁区第四纪古海洋学初步研究．南海晚第四纪古海洋学研究（业治铮、汪品先主编）．青岛海洋大学出版社，p.234～248
张明书．1990．西沙事件旋回的发现及其意义．海洋地质与第四纪地质，10卷2期，p.83～90
张明书等．1994．西永一井礁序列的磁化率研究．科学通报，39卷4期，p.340～343
张明书等．1997．西沙群岛西琛一井礁序列成岩作用研究．地质学报，71卷3期，p.236～244
张明书等．1989．西沙海域的米辛尼亚事件．科学通报（22），p.1729～1732
张明书．1993．生物礁研究的基本进展，当代地质科学技术进展．中国地质大学出版社，p.117～121

张明书等．1996．西沙礁序列的磁性地层学研究．海洋地质与第四纪地质，16（3），p.61～65
张明书等．1987．西沙礁相第四纪地质，海洋地质研究所集刊（一）．山东科学技术出版社
张明书．1991．西沙珊瑚礁区的第四纪事件．第四纪研究，2期，p.165～177
张明书等．1995．西琛一井礁序列锶同位素组分变化．海洋地质与第四纪地质，15卷1期，p.125～130
张明书等．1987．我国晚更新世风成石灰岩地层剖面及其古环境、古气候浅析．海洋地质与第四纪地质，17卷2期，p.25～28
张明书等．1994．中国海岸带晚第四纪地质研究中的问题与进展．海洋地质与第四纪地质，14卷3期
张明书．1993．风沙沉积研究的某些进展，当代地质科学技术进展．中国地质大学出版社
张明书等．2000．粤北一个晚更新世复合洪积扇体的初步研究．海洋地质与第四纪地质，4期
张明书等．1998．中国海岸带地质灾害的类型及其分布规律，海峡两岸山地灾害学术讨论会论文集．成都科学技术出版社
张明书．2000．西沙群岛岛屿淡水体分布及其可利用性，全国第二届应用第四纪学术讨论会论文集．成都科学技术出版社
张明书，单莲芳．1994．山旺盆地沉积地质学．地质出版社
张明书，刘健．1993．中国东部末次冰期风沙沉积的基本特征及其相模式．海洋地质与第四纪地质，13卷1期
张明书等．1996．中国海岸带晚更新世风成沉积分区，序列特征及其气候-环境意义，第四纪研究，1期
张明书等．1994．中国海岸带晚第四纪地质研究中的问题和进展．海洋地质与第四纪地质，14卷3期
张明书，刘守全．1999．浙江普陀山岛晚更新世的两种木化石．古生物学报，38卷4期
张明书等．1999．台湾海岸带晚第四纪事件沉积研究．海洋地质与第四纪地质，增刊
张明书等．2000．中国海岸带晚第四纪地质．台湾海洋科学研究中心发行
张旗，肖序常．1995．中国蛇绿岩研究概述．岩石学报，第11卷（增刊）．科学出版社
李春昱．1981．对亚洲地质构造发展的新认识，中国及邻区大地构造论文集．地质出版社
李从先，汪品先．1998．长江晚第四纪河口地层学研究．科学出版社
李世瑜．1962．古代渤海湾西部海岸遗迹及地下文物的初步调查研究．考古，12期
李培英．1987．庙岛群岛的晚新生界与环境变迁．海洋地质与第四纪地质，7卷4期
李培英等．1991．中国东部海岸带黄土成因及冰期渤海沙漠化之探讨，中国海陆第四纪对比研究．科学出版社
汪品先，闵秋宝，卞云华，成鑫荣．1981．我国东部第四纪海侵地层的初步研究．地质学报，第55卷，第1期
汪品先，闵秋宝．1995．我国第四纪海侵研究中的基本问题．海洋地质与第四纪地质，5卷1期
汪品先，夏伦煜，王律江，成鑫荣．1991．南海西北陆架的海相更新统下界．地质学报，2期，p.176～186
汪品先．1990．冰期时的中国海——研究现状与问题．第四纪研究，2期
汪品先，翦知湣．1999．寻求高分辨率的古环境记录．第四纪研究，1期
杨子赓，林和茂主编．1989．中国近海及沿海地区第四纪进程与事件．海洋出版社
杨光复等．1982．关于胶东半岛"柳夼红层"沉积特征及其成因的探讨．海洋与湖沼，13卷3期
杨守仁，毕福志等．1992．福建莆田晚全新世海滩岩中的热带运行遗骸的发现及其科学意义．中国科学，B辑，4期
陈国达．1951．中国海岸线问题．中国科学1（2～4）
陈荣华．1992．浙江沿岸地区第四纪海侵．海洋学报，第14卷，第3期，p.76～84
陈德昌，顾尚勇．1988．下辽河平原第四纪磁性地层的初步探讨．同济大学学报，第16卷，第2期，p.169～177
拉维科维奇．1957．生物礁（邹介正译）．科学出版社
郑光膺等．1991．黄海第四纪地质．科学出版社
郑光膺主编．1989．南黄海第四纪层型地层对比．科学出版社
弗里德曼．桑德斯（1978）．沉积学原理（徐怀大、陆伟文译，1987）．科学出版社
姜春发等．1992．昆仑开合构造．地质出版社
奎年．ph.H.，1950．海洋地质学（中译本，1963）．中国工业出版社
肯尼特，J.，1982，海洋地质学（中译本，1992）．海洋出版社
赵子能，苏泽霖主编（黄镇国、陈铭勋等译）．1984．香港地理．广东科技出版社
赵希涛等．1988．福建莆田海岸沙丘岩—Ⅰ，沉积构造与古风．中国科学（B辑）．11（1196～1205）

赵希涛．1984. 中国海岸演变研究．福建科学技术出版社

赵松龄，杨光复，苍树溪，张宏才，黄庆福，夏东兴，王永吉，耿秀山．1978. 关于渤海西岸海相地层与海岸线问题．海洋与湖沼．第7卷，第2期，p. 295～305

赵松龄．1991. 晚更新世末期中国陆架沙漠化及其衍生沉积的研究．海洋与湖沼，第22卷，第3期，p. 285～293

赵其渊．1989. 海洋地球化学．地质出版社

夏东兴．1991. 渤海古沙漠的推测．海洋学报，第13卷，第4期

梁名胜，张吉林主编．1991. 中国海陆第四纪对比研究．科学出版社

范嘉松．1995. 中国生物礁与油气．科学出版社

范嘉松．1996. 广西隆林二叠纪生物礁．科学出版社

袁又申，毕福志．1984. 福建中段海岸晚全新世最高海滩岩的成因．科学通报，19期（1193～1196）

徐家声．1994. 渤海湾黄骅沿海贝壳堤与海面变化．海洋学报，第16卷，第1期，p. 68～77

徐启浩．1987. 我国福建深沪湾海底古森林残迹的首次发现．科学通报，21期，p. 1650～1653

徐启浩．1987. 福建深沪湾潮间带发现晚更新世牡蛎海滩岩．海洋地质与第四纪地质，7卷1期

徐钦琦．1991. 天文气候学．中国科学技术出版社

徐钦琦，刘时藩．1991. 史前气候学．北京科学技术出版社

秦蕴珊，赵松龄．1991. 中国陆架沉积模式研究的新进展．中国海陆第四纪对比研究．科学出版社

秦蕴珊，赵一阳，陈丽蓉，赵松龄主编．1987. 东海地质．科学出版社

朗曼，M. W.，1981. 识别复礁体沉积相的方法．展文涛译自《European fossil Reef Models》Special Publication，No. 30. 国外地质科技，1984. 7：38～61，地质出版社

黄福林等．1993. 中国近海新构造特征．海洋地质与第四纪地质，Vol. 13 增刊，p. 1～33

黄汲清，姜春发．1962. 从多旋回运动观点初步探讨地壳发展规律．地质学报，40卷1期

黄慧珍等．1996. 长江三角洲沉积地质学．地质出版社

黄镇国等．1982. 珠江三角洲的形成发育演变．科学普及出版社广州分社

黄镇国等．1986. 华南晚更新世以来的海平面变化，中国海平面变化．海洋出版社

黄镇国等．1995. 台湾板块构造与环境演变．海洋出版社

盖保民，1991～1996. 地球演化，第一卷、第二卷、第三卷，中国科学技术出版社

曾昭璇．1948. 台湾地形的考察．海疆季刊，(1) 17～31

曾昭璇．1993. 曾昭璇地貌论文选．热带地貌，1993年增刊

曾昭璇等．1997. 中国珊瑚礁地貌研究．广东人民出版社

曾鼎乾．1993. 中国各地质历史时期生物礁．石油工业出版社

韩友松．1980. 牡蛎礁与新河古海岸线．海洋科学集刊，第16集，p. 59～66，科学出版社

彭贵，张景文，焦文强，陈以健，李大明，李桂英，赵希涛．1980. 渤海湾沿岸晚第四纪地质^{14}C年代学研究．地震地质，第2卷，第2期，p. 71～78

谢志仁．1995. 海面变化与环境变迁．贵州科技出版社

谢帕德（Shepard，F. P.），1973. 海底地质学（第三版），梁元博、陆英译．1979. 科学出版社

潘桂棠等．1997. 东特提斯地质构造形成演化．地质出版社

福尔．G.，1977. 同位素地质学原理（中译本，1986）．科学出版社

蔡爱智．1981. 渤海湾贝壳堤成因初步研究．海洋科学集刊 18. 科学出版社

蔡爱智，李星元．1964. 海南岛南岸珊瑚礁的若干特点．海洋与湖沼，Vol. 6，No. 2，p. 205～215

魏斯禹，滕吉文，王谦所，朱克之，贾士中，刘沼成等著．1990. 中国东部大陆边缘地带的岩石圈结构与动力学．科学出版社

Aharon，p.，1983. 140000a isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea. Nature vol. 304，720～723

Aharon，P. and Chappell，J.，1986. Oxygen isotopes，sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10^5 years. Palaeogeography，Palaeoclimatology，Palaeocology，56：337～379

Aharon，P.，1991. Recorders of reef environment histories：stable isotopes in corals，giant clams，and calcareous algae. Coral Reefs 10：71～90

Aissaoui, D. M. et al., 1986. Model of reef diagenresis: Mururoa atoll, French Polynesis. (Edited by Schroeder, J. H. and Pursen, B. H. Reef Diagenesis) Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Allen J. R. L., 1965. Areview of the origin and characteristics of Recent Alluvial Sediments. Sedimentology, 5, 89~191

Allen J. R. L., 1964. Studies in fluriatile sedimentation: Six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-welsh Basin. Sedimentology, 3. 163~198

Allen J. R. L. (1970). A quantitative model of grain sige and sedimentary structures in lateral deposits. Geol. J. 7, 129~146

Ayliffe, L. K., et al., 1992. Oxygen isotopes of phosphate and the origen of island apatite deposits. Earth and planetary Science Letters. 108: 119~129

Bathurst, R. G. C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology 12, Elsevier Publishing Company Amsterdam

Ben Marsh, 1998. Wind-transverse corrugations in Pleistocene periglacial landseapes of central pennsylva nia. Quaternary Research. Vol. 49, No. 2

Behl R. J., Kennett J. P., Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60ka. Nature, 1996, 379, 243~246

Bond G., Lotti R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. Science, 267: 1005~1010

Bond G., et al., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365: 143~147

Broecker W. S., Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. Nature. 1994, Vol. 372, 421~424

Chappell, J., 1974. Problem of dating upper pleistocene sea levels from coral reef areas. Proceedings of the Secong International Coral Reef Symposium 2. Great Barrier Reef Committee, Brisbane

Chappell, J., 1983. A revised sea-level record for the last 300000 years from Papua New Guinea. Search Vol. 14 No. 3~4

Chappell, J., 1983. Sea level changes and coral reef growth. (Edited by Barnes, D. J. Perspectives on coral Reefs) Published for The Australian Institute of Marine Science by Brian Clouston Publisher

Chappell, J. & Shackleton, N. J., 1986. Oxygen isotopes and sea level Nature, Vol. 324, 137~140

Chen, Min-pen, Shieh, Ying-Tzung and Chyan, Jan-Ming, 1988. Acoustic and physical properties of surface sediments in the northern Taiwan strait. Acta Oceanographica Taiwanica, No. 21, 92~118

Chen, Min-Pen, Shieh, Ying-Tzung and Shyr, Ching-Shan, 1988. Seafloor physiography and surface sediments off southeastern Taiwan. Acta Geologica Taiwanica. No. 26, 333~353

Chen Min-Pen, Lo, Shen-Chung and Lin, Ken-Ling, 1992. Composition and texture of surface sediment indicating the depositional environments off northeast Taiwan. TAO, V. 3, No. 3, 395~418

Chen Min-Pen and Huang, Chao-Kai, 1995. The distribution of calcareous nannofossil and grain size in the surface sediments of the East China Sea and its relationship to the current pattern. TAO, V. 6, No. 1, 129~150

Chilingar, C. V., et al., 1976. Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, 9A, 9B. Elsevier Amsterdam

Coniglio, M., et al., 1988. Dolomitization of Miocene Carbonates, Gulf of Suez, Egypt. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 58, No. 1, 100~119

Dansgaard W. et al., Evidence for general instability of past climate from a 250 kyrice-core record. Nature 1993, 364: 218~220

D. Paillard & L. Labeyrie, 1994. Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events. Nature, Vol. 372, No. 6502

Dott R. H. 1983. Episodic sedimentation-how normal is average? How rare is rane? Does it matter? J. Sedimen. Petro. 53: 5~23

Einsele, G. W. Ricken, A. Seilacher (Eds) 1991. Cycles and Events in Stratigraphy. Sporinger-Verlag

Gerard, C. Bong, 1995. Climate and the conveyor. Nature, Vol. 377, No. 6548

Greenland Ice-core Project (GRIP) members. 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, 364: 203~207

Grootes P. M. et al., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 366: 552~554

Guo Z. et al., 1996. High frequency pulses of East Asian monsoon climate in the last two glaciations: Link with the North Atlantic. Climate dynamics, 12: 701~709

Heinrich, 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atiantic Oceean during the past 130000 yeays. Quaternary Research. 29: 142~152

Hearty, P. J. and Aharon, P., 1988. Amino acid chronostratigraphy of late Quaternary coral reefs: Huon Peninsula, New Guinea and the Great Barrier Reef. Australia. Geology, V. 16, 579~583

Hopley, D. and Davies, P. J., 1986. The evolution of the Great Barrier Reef. Oceans. Vol. 29, No. 2, 7~12

Hodell, D. A., et al., 1990. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to Present): Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. Chemical Geology, 80: 291~307

Ho-shing Yu and Ming-lung Lee, 1988. Morphological and seismic characteristics of the North Mien-Hua Submarine Canyon off Northeastern Taiwan. TAO Vol. 9, No. 2, 263~278

Humphrey, J. D., 1988, Late Pleistocene mixing zone dolomitization, southeastern, Barbados, West Indies. Sedimentology 35: 327~348

James N. P. and R. M. Ginsbarg, 1979. The seaward Margim of Belize Barrier and Atoll Reefs. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 3

James, N. P. M. Esteban. and J. M. Martin, 1983. Depositional Models for Carbonate Rocks. In: A. Parker et al., (eds.) Sediment Diagenesis. D. Rcidel Publishing Co

James, N. P. 1984. Reefs. In: R. G. Walker (ed.) Facies Models. Business and Economic Service Ltd., Ontario, Canada

Johnson, et al., 1984. Holocene reef sequences geochemistry, Britomart Reef. Central Great Barrier Reef Australia. Sedimentology, Vol. 31, No. 4, 515~529

Kobluk, D., R. And Lysenko, M. A., 1992. Storm features on a southern Caribbean Fringing Coral Reef. Paiaios, V. 7, 213~221

Kocurek, D., 1981. Significnace of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. Sedimentology, Vol. 27, 613~629

Kennett, J. P., Ingram, B. L., 1995. A 20000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. Nature, 377: 510~514

Klas, S. Lackschewitz et al., 1998. North Atlantic ice sheet fluctuations 10000~70000 a Ago as inferred from deposits on the Keykjanes Ridge, Southeast of Greenland. Quaternary Research, Vol. 49, No. 2, 171~182

Mayewski P. A. Bender M., 1995. The GISP 2 ice core record-Paleoclimate highlights. Reviews of Geophysics. supplement: 1287~1296

Martinson D. G. et al., 1987. Age dating and the orbital theory of the iceages: Development of a high-resolution O to 300000 year chronostratigraphy. Quaternary Research, 27: 1~29

McCave, I. N. et al., 1995. Nature, Vol. 374, 149~152

Machel H. G., Mountjoy E. W. 1986. Chemistry and Environments of Dolomitization-Areappraisal, Earth Science Reviews, 23: 175~222

Macintyre I. G. 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean Fringing Reef, Galeta Point, Panama. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 47, No. 2, 503~516

Marshall J. F. 1983. Submarine cementation in a hign-energy platform, reef: one tree reef, Southern Great Barrier Reef. Journal Sedimentary Petrology, Vol. 53, No. 4, 1133~1149

Mckee, E. D. 1966. Structure of dunes at white sands national Monument, New Mexico, and A comparison with

structures of dunes from other selected areas. Sedimentolgly. Vol. 7

Mckee E. D. , 1982. Sedimentary structures in dunes of the Namib Desert, South Africa, Geol. Soc. Am. Special paper 188

Mc Namara, K. 1992. Stromatolites, Published by the Western Australian Museum

Mckenzie J. A. Oberhansli H. 1985. Paleoceanographic expressions of the Messinian salinity crisis (Edited by Hsu K. J. and Weissert H. J. , South Atlantic Paleoceanography.), Cambridge University Press

Nirei H. , et al. , 1987. Stratigraphic studies of the pleistocene in the Boso Peninsula facing the Pacific, Central Japan. Proceedings of the 1st Int. Colloquy on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area. Osaka, 1986 (ed. By Itihara & Kamei)

Nakagava, H. 1987. Stratigraphic classfication and correlation of marine Lower and Middle Pleistocene in Japan. Proceedings of the lst Int. Colloquy on Quaternary stratigraphy of Asia and Pacific Area. Osaka, 1986 (ed. By Itihara & Kamei)

Oeschger H. et al. , 1984. Late Glacial climate history from ice cores. Geophysical Monograph 29: 299～306

Overpeck J. T. 1995. Paleoclimatology and climate system dynamics. Reviews of Geophysics, Supplement: 863～871

Piper D. Z. et al. , 1990. Physical and chemical properties of the phosphate deposit on Nauru, Western Equatorial Pacific Ocean. In: Phosphates, Deposits of the World. (Eds. Burnett W. C. and Riggs S. R.) Vol. 3, Neogene to Modern Phosphates, Cambridge University Press, 177～194

Pomar L. 1991. Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. Sedimentology, 38: 243～269

Porter S. C. An Zhisheng, 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Late Glaciation. Nature, 375: 305～308

Quinn T. M. 1991. Meteoric diagenesis of Plio-Pleistocene limestone at Enewetak Atoll. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 61, No. 5, 681～703

Rousseau D. D. et al. ,1998. Late pleistocene climatic variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibility and TL Chronology of Loess. Quaternary Research 49: 255～263

Scholle, P. A. Bebout D. G. and More, C. H. 1985. Carbonate depositional eovironments. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 33

Szabo B. J. et al. , 1985. Ages of subsurface stratigraphic intervals in the Quaternary of Enewetak Atoll, Marshall islands. Quaternary Research 23: 54～61

Tsien Hsienho et al. , 1994. Constraction of Holocene reef carbonates of Hengchun, Southern Taiwan. Journal of the Geological Society of China, Vol. 37, No. 4

Tsien Hsienho, 1994. Contribution of reef building organisms in reef carbonate constraction. Cour Forsch Inst Senckenberg. (in English)

Veron, J. E. N. 1993. Corals of Australia and The Indo-Pacific. University of Hawaii Press

Walker R. G. 主编 . 1979. 沉积相模式（地质部情报研究所译，1982）. 地质科技资料选编（七十）

Wilwon, J. L. 1974. Characteristics of Carbonate platform Margins. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 58: 810～824

Wilson, J. L. , 1975. 地质历史中的碳酸盐相 . 地质出版社

Wang Chungho, Huang Chiyue, 1987. Oxygen and carbon isotope records in the coral Favia speciosa of Nanwan Bay

Zhang Mingshu, Liu Jian, 1993. The essecial characteristics and facies model of windblown sand deposits during the last glacial period in eastern China. 29th IGC Symposium Part B. VSP

Zhang Mingshu et al. , 1996. Division, Sequence Features and Climate-Environmental Significance of Late Pleistocene Eolian Sediment Along China Coast Zone. Research of Marine Geology and Mineral Resources Dedicated to the 30th IGC. Qingdao Ocean University Press, p. 83～97

Zhang Mingshu et al. , 1989. Messinian event in Xisha region. Chinese Science Bulletin. No. 22

Zhang Mingshu et al. , 1990. Wind-driven facies model of organic reef-A New Working Hypothesis. China Earth Sci-

ences. Vol. 1, No. 2, 123~132

Zhang Mingshu et al., 1996. A stady of diagenesis of reef succession in well xichen-1, Xisha Islands. Research of Marine Geology and Mineral Resources Dedicated to the 30th IGC. Qingdao Ocean University Press, p. 130~148

汉英关键词、缩写词、化石名称对照（按出现先后排列）

事件地质学 Event Geology（是地球科学的一个新的分支学科）

GSGP 全球沉积地质计划（The Global Sedimentary Geology Program）

灾变论 Catastrophism

风化作用 Weathering

生物地质学 Biogeology（包括与地质有关的所有生物作用）

火山作用 Volcanic activity（包含着火山喷发和堆积）

风成作用 Eolian Sedimentation（一种风沙流沉积作用）

风暴作用 Storm Sedimentation

洪泛作用 Flood Sedimentation

缺氧事件 Anoxic Event

生物灭绝 Organic Die Out

白云石化 Dolomitization

强氧化作用 High Oxidation

幕式沉积作用 Epsodic Sedimentation

正偏离 Normal Departure

负偏离 Negative Departure

沉积环境 Depositional Environment

平衡环境 Equilibrium Environment

侵蚀环境 Erosion Environment

均变论 Uniformitarianism

瓦尔特相律 Walther' s Law

自生旋回 Autocycle

他生旋回 Allocycle

冲刷面 Wash Surface

间断面 Surface of Discontinuity

鲍玛序列 Bouma Sequence（浊流沉积的典型序列，底侵蚀面以上由5个相素组成。）

环境标志 Environmental Mark

自生色 Authicolor

继承色 Sequential color

成土化作用 Pedogenesis

颗粒支撑 Grain-supported（没有泥基或很少，颗粒彼此接触）

泥基支撑 Mud-supported（泥基多而使颗粒被包起来或分散开，彼此不相接触）

板状交错层理 Tabular Cross-bedding

槽状交错层理 Trough Cross-bedding

上凸交错层理 Waxing Cross-bedding

金字塔形交错层理 Pyramidal Cross-bedding

雨痕 Raindrop imprint

冰晶 Ice crystal

干裂纹 Drying Crack

变形构造 Deformation structure

滑塌构造 Slump Structure

重力负荷构造 Gravity load structure

结核 Nodule

缝合线 Stylolite

栖息迹 Resting traces

爬行迹 Crawling traces

觅食迹 Browsing traces

吃食构造 Feeding structures

居住构造 Dwelling structures

磁性地层学 Magnetism Stratigraphy

采样点 Sampling point

采样密度 Sampling density

产状 Occurrence

AMS 加速器质谱（Accelerator mass spectrometry）

TL 热释光（Thermoluminescence）

ESR 电子自旋共振（Electron spin resonance）

Heinrich H. Heinrich 在北大西洋岩心中发现末次冰期有多个浮冰碎屑层，后被认为是一种冰盖碎裂的融冰事件，称为 Heinrich Event。

D/O 事件 由 W. Dansgaard 和 H. Oeschger 在格陵兰冰岩心序列中发现的一种冷暖旋回性事件，被称为 Dansgaard/Oeschger 事件。每一个 D/O 事件都是由一个冷阶和一个暖阶组成。

背景 Background

特提斯 Tethys

劳亚古陆 Laurasia

冈瓦纳古陆 Gondwanaland

EnSo El nino-Southern oscillation 厄尔尼诺——南方涛动

GISP2、GRIP　格陵兰冰岩心序列
IRD (ice-rafted debris)　冰筏沉积物
移置体　Allochthon
俯冲带　Zone of subduction
消亡带　Consuming boundary zone
碰撞带　Collision zone
混杂岩带　Melange zone
造山带　Orogenic belt
断裂带　Faulted zone
海岸带　Coastal zone
全球性海平面变化　Eustatic change of sea level
地幔　Mantle
地壳厚度　Crustal thickness
重力场　Gravity field
重力异常　Gravity anomaly
地磁场　Earth magnetic field
地震　Earthquake
低阻带　Low-resistance zone
游荡性河流　Shifting river
岛弧带　Island arc zone
潮坪带　Tidal-flat zone
岬角-海湾　Headland-bay
风暴流　Wind storm current
沙坝、潟湖　Sandbar-lagoon
河口沙坝　River mouth sandbar
潮流沙脊　Tidal current dune ridge
老红（色）砂（岩）　Old Red Sandstone
红土　Laterite
红土化　Laterization
红层　Red beds
洪泛红色沉积　Flood red deposit
土壤层　Soil layer
湖泊沉积　Lake deposit
环境转换　Environmental transform
转换频率　Converted frequency
侵蚀速度　Erosive velocity
风驱作用　Wind drive activity
海侵层　Transgressive layer
沉积地质学　Sedimentary Geology
大陆岛　Continental Island
火山岛　Volcanic Island
构造岛　Tectonic Island
珊瑚礁岛　Coral-reef Cay
珊瑚礁砂砾岛　Coral-reef granule gravel Island
礁格架　Reef frame
干冷期　Cold dry period
湿暖期　Warm wet period
末次冰期　Last glacial period
末次间冰期　Last interglacial period
末次冰消期　Last deglaciation
冰后期　Post-glacial period
缝合带　Suture zone
事件沉积作用　Events sedimentation
河流沉积作用　Fluvial deposition
流程　Circuit
流量　Discharge
流态　Flow regime
流速　Flow velocity
流向　Flow direction
雷诺临界速度　Reynolds critical velocity
层流　Laminar flow
紊流　Turbulence
悬浮负载　Suspended load（由于湍流的向上分力超过了地球作用于颗粒上的重力加速度的分力，分散在气流或水流内部，并在流体流动的主体内搬运的一种沉积物负载。）
辫状河流　Braided stream
蛇曲河　Snaking stream
平直河　Straight Stream
横向环流　Transverse circulation
弯道环流　Curved circulation
旋涡流　Whirlpool flow
冲积扇　Alluvial fan
包卷层理　Convolute bedding
泛滥平原　Flood plain
河床滞留沉积　Channel floor lag
边滩　Point bar
侵蚀面　Erosion surface
建设型三角洲　Constructive delta
河口湾　Estuarry
破坏型三角洲　Disruptive delta
潮汐　Tide
潮汐沉积旋回　Tidal depositional cycle
波浪作用　Wave action
顶积层　Topsets
前积层　Foresets

底积层 Bottomsets
前积层理 Foreset bedding
天然堤 Nature levee
决口扇 Splay
废弃河道 Abandonment stem
主河道 Main stem
湖泊沉积作用 Lake deposition
湖岸 Lakeshore
成因类型 Genetic type
环境条件 Environmental condition
受水型方式 Restricted mode
根管石 Rhizolith
根化石 Root fossil
内碎屑 Intraclast
自生沉积 Authigenic sediments
湖底相 Lakebed faices
湖心相 Lake batture faices
湖坡相 Lake slope facies
顶部相 Top facies
韵律 Rhythm
砾岩 Conglomerate
砂砾岩 Sandy Conglomerate
砾质砂岩 Pebbly sandstone
砾质泥岩 Pebbly mudstone
界面 Interface
铁锰结壳 Iron-manganese crust
铁锰硬盘 Iron-manganese hardpan
非晶质的 Amorphous
有机质 Organic matter
沼泽相 Swamp facies
标志层 Key bed
腐殖酸 Humic acid
黑色泥岩 Black mudstone
分解作用 Decomposition
泥炭层 Peat layer
补给 Feeder
腹足类 Gasteropod
MIS 氧同位素期 (Marine isotope stage)
干涸期 Drying period
GRIP 格陵兰冰岩心计划 (Greenland Ice-core Project)
风沙-土壤化沉积作用 Windblown sand-pedogenesis sedimentation
山前洼地 Piedmont depression
新月形沙丘 Barchan dune
抛物线形沙丘 Parabolic dune
碳酸盐型 Carbonate type
石英砂型 Quartz sand type
老红砂型 Old red sand type
高角度前积层理 High-angle foreset bedding
低角度前积层理 Low-angle foreset bedding
纵向沙丘 Longitudinal dune
横向沙丘 Transverse dune
穹状沙丘 Domal dune
金字塔形沙丘 Pyramidal dune (seif)
陆生蜗牛 Terrestrial snail
休止角 Angle of rest
盛行风向 Prevailing Wind direction
风成波痕 Wind ripple mark
风成沉积序列 Eolian deposit sequences
波高 Wave height (H) 波峰最高点与波谷最低点间的垂直距离
波长 Wave length (L) 相邻波峰之间的水平距离
波痕指数 Ripple index (RI)
淋溶 leaching
淀积 illuviation
团块状 lumpy
集合体 Aggregate
葡萄状 Botryoidal
瘤状 Tubercle
水云母条带 Hydromuscovite banding
絮凝胶 Flocculation colloid
渗滤带 Filtration zone
伴生物 Associated matter
灰质壳 Calcrete
风尘沉积 Wind-dust deposits
磁化率 Magnetic susceptibility
磁参数 Magnetic parameter
地球化学参数 Geochemical parameter
高分辨率 High resolution
动力机制 Dynamic mechanism
搬运机制 Transport mechanism
近源 Proximal
东北季风 Northeast monsoon
等时面 Isotime surface
序次界面 Order surface

控制因素　Controlling factor
概率累积曲线　Probability cumulative curve
粒度参数　Size parameter
粘土矿物　Clay mineral
光谱分析　Spectrum analysis
海蚀洞　Sea cave
海蚀壁龛　Wave-cut notch
海蚀拱桥　Sea arch-bridge
海蚀柱　Sea stack
海蚀崖　marine cliff
碳、氧稳定同位素　Carbon-Oxide stable isotope
风暴沉积作用　Strom deposition
台风　typhoon
飓风　Hurricane
津浪　Tsunamic wave
浊积岩　Turbidite
粒级层　Graded bed
巨砾型　Boulder type
大砾型　Megaclast type
中砾型　Pebble type
砂砾型　Gravel type
印模　Mold
袋模　Pocket cast
沟模　Groove cast
箱模　Box cast
渠模　Canal cast
块状层　Massive layer
砂砾堤　Granule gravel levee
贝壳堤　Chenier
沙脊　Dune ridge
沙堤　Sand barrier
珊瑚礁沉积作用　Coral reef deposition
珊瑚礁地质学　Corel reef Geology
古生态学　Paleoecology
埋藏（葬）学　Taphonomy
潜水面　Phreatic surface
礁潟湖　Velu
礁坡　Reef slope
礁后　Backreef
造礁珊瑚　Hermatypic coral
虫黄藻　*Zooxanthellae*（是一种单细胞沟鞭藻，造礁珊瑚的主要食物）
礁坪　Reef flat
礁顶　Reef top
礁坪潟湖　lagoon of reef flat
环礁潟湖　Atoll lagoon
原地埋藏　Proto-buried
环境磁学（环境磁性地质学）　Environmental magnetogeology
电子探针　Electron microprobe
微区分析　Microregion analysis
复礁体　Reef complex
礁台地　Reef platform
岸礁　Fringing reef
斑点礁　Patch reef
堡礁　Barrier reef
环礁　Atoll reef
海侵型　Type of marine transgression
海退型　Type of marine regression
红藻石　Rhodolith
铀系年龄测定法　Uranium series age method
簸选　Winnowing
水动力条件　Hydrodynamic condition
磷酸盐化　Phosphatization
上升流　Upwelling oceanic current
胶体溶液　Colloidal solution
皮壳状　Crustiform
鸟粪　guano
淋滤　leached
晚新生代　Late Cenozoic era
超导磁力仪　Superconductive magnetometer
磁性地层学　Magnetostratigraphy
碳酸盐旋回　Carbonate cycle
第四纪古海洋学　Quaternary Paleoceanography
ITCZ（Intertropical convengence zone）　赤道辐合带
LGM（Last glacial maximum）　末次冰期最盛时
MHHWS（Mean higher high water springs）　大潮平均高高潮面
MHWS（Mean high water springs）　平均大潮高潮面
MLLWS（Mean lower low water springs）　大潮平均低低潮面
MSL（Mean sea level）平均海平面
PDB（Pee dee belemnite）　皮狄组拟箭石（标准）
SST（Sea-surface temperature）　表层海水温度

WPWP (The western pacific warm pool) 古太平洋暖池

YD (Younger Dryas) 新仙女木期事件

假象 Pseudomorphs

藻席 algal mat

藻叠层石 Stromatolites

海面升降运动的海面变化 Eustatic sea level change

藻礁 Algal reef

海面运动 Eustatic movement

大地水准面海面变化 Geoidal eustasy

海侵 Marine transgressive

海退 Marine regression

隆起珊瑚礁 Uplift coral reef

恒春半岛 Hengchun Peninsula

生物砾屑灰岩 Biocalcirudite

低电阻面 Low-resistance surface

发震深度 Earthquake depth

合恩半岛 Huon Peninsula

大气淡水成岩作用 Meteoric water diagenesis

滞留沉积 Lag deposits

晚第四纪地层划分对比 Correlation of Late Quaternary stratigraphic division

大气环流 General circulation

大洋环流 Ocean circulation

传输转换 Transfer and transformation

晚第四纪气候演化 Late Quaternary climatic evloution

控制因素 Controlling factors

气候变化频率 Climatic change frequency

气候事件 Climatic events

大气环流—大洋环流传输转换模式 A pattern of general circulation-oceanic ciculation transfer and transformation

Sophora japonica 槐树

Nelumbo micifera 莲子

Euyale ferox 芡实

Scleria oryzoides 珍珠茅

Potamogeton distinctus 眼子藻

Eleocharis plantagineiformis 野荸荠

Chysomelidae 叶甲科

Pterocarya stenoptera 古枫树

Cyclophorus ngakingensis 恩加金圆螺

Rachis zonulata lombocensis 龙目宽带刺螺

Rachis aff. *stablbergi* 史氏刺螺(亲近种)

Rachis cf. *moluensis* 摩鹿刺螺(相似种)

Camaenella platyodon 扁齿拱型螺

Camaena leongardti 愣氏拱型螺

Cochlostyla (Hypselostyla) concinna concinna 精巧精巧高柱旋柱螺

Cochlostyla (Hypselostyla) concinna modesta 适度精巧高柱旋柱螺

Bradybaena phragmitum 篱笆缓行螺

Pleuropoma (Sphaeroconia) hungerfordianum hungerfordianum 喜涉喜涉合球侧卓螺

Fortuna clairi 克氏强壮螺

Gastrocopta (Sinalbinula) amoena 愉快中华阿比螺腹节螺

Macrochlamys 大斗篷螺

Macrochlamys cf. *resinaea* 树脂大斗篷螺(相似种)

Plectotropis 织龙骨螺

Cathaica confucii 康氏中国蜗牛

Turritella fortilirata 强肋锥螺

Terebra 笋螺

Polynices macrostoma 大口乳玉螺

Natica spadicea 褐玉螺

Nassarius rutilans 光织纹螺

Buccinaria 蛾螺

Melanoides tuberculata 隆凸似黑螺(淡水环境)

Nerita (Ritena) yoldi 齿纹蜒螺

Anadara inflata 魁蚶

Crassostrea pestigris 猫爪牡蛎

Chlamys pica 花鹊套海扇

Chlamys inaequivalvis 不等瓣套海扇

Chlamys pyxidatus 箱形套海扇

Anomia chinensis 中国不等蛤

Trapezium 梯蛤

Meretrix 文蛤

Thracia 色雷西蛤

Clausinella isellina 伊萨伯帘蛤

Tapes literata 缀锦蛤

Dosinia gibba 凸镜蛤

Callista chinensis 中国仙女蛤

Corbula (Solidicorbula) erythrodon 红齿坚篮蛤

Paphia 巴非蛤

Cardium 鸟蛤

Sinonovacule constricta 缢蛏

Scapharca subcrenata 毛蚶

Arca (*Parallelepipedum*) *tortuosa* 扭蚶

Solen gouldii 大竹蛏

Corbicula fluminea 河篮蚬

Mya 海螂

Potamocorbula laevis 光滑河篮蛤

Dosinia (*Phacosoma*) *japonica* 日本镜蛤

Siliqua minima 小荚蛏

Cadella semitorta 半扭小猿蛤